



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

CÉSAR KAZZUO VIEIRA

**Caracterização geológica e geofísica da estrutura de
impacto Domo de Vargeão, SC**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em
Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

Co-orientador: Prof. Dr. Alfonso Schrank

CAMPINAS - SÃO PAULO

Fevereiro - 2009

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

V673c Vieira, Cesar Kazuo.
Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC / Cesar Kazuo Vieira-- Campinas,SP.: [s.n.], 2009.

Orientador: Álvaro Penteado Crosta, Alfonso Schrank.
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Crateras. 2. Metamorfismo (Geologia). 3. Geologia – Brasil – Região Sul. 4. Basalto – Santa Catarina. I. Crosta, Álvaro Penteado. II. Schrank, Alfonso. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. IV. Título.

Título em inglês: Geologic and geophysical characterization of Vargeão Dome impact structure, SC.

Keywords: - Crater;
- Metamorphism (Geology)
- Geology – Brazil - Southern Region.
- Basalt – Santa Catarina;

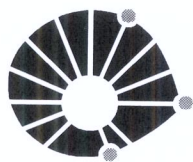
Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora: - Álvaro Penteado Crosta;
- Ticiano José Saraiva dos Santos;
- Ricardo Ivan. Ferreira da Trindade.

Data da defesa: 12/02/2009

Programa de Pós-graduação em Geociências.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: CÉSAR KAZZUO VIEIRA

Caracterização Geológica e Geofísica da Estrutura de Impacto Domo de Vargeão, SC

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta

Aprovada em: 12 / 02 / 09

EXAMINADORES:


Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta


_____- Presidente

Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos



Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade



Campinas, 12 de fevereiro de 2009.

Dedico este trabalho a minha família, a minha mãe Mitiko e a minha irmã Andréia.

“Posso dizer que não existe estória que eu não acredite, não que eu seja ingênuo, não, não se trata disso, na verdade o que quero dizer é que toda estória por mais absurda que possa parecer é perfeitamente capaz de ter acontecido ou de acontecer.” (Nazareno, artista plástico)

Agradecimentos

Ao Instituto de Geociências/Unicamp, à FAPESP, ao CNPq, à FAEPEX e à Barringer Foundation pela infraestrutura e suporte financeiro necessários ao desenvolvimento desta pesquisa.

Aos meus orientadores Prof. Dr. Alvaro Penteado Crósta e Prof. Dr. Alfonso Schrank pela atenção, compreensão e desprendimento neste trabalho.

A todos os professores do Instituto de Geociências e do Instituto de Matemática, Estatística e Computação Científica da Unicamp pelo companheirismo e conhecimento teórico/prático passados em cada aula.

Aos meus amigos do LAPIG e do Laboratório de Geofísica Computacional pelo companheirismo e alegria vivenciados ao longo de todos esses anos em que estive na academia.

A todos os funcionários do IG por proverem um ambiente de trabalho muito mais agradável a todos nós.

À minha mãe Mitiko e minha irmã Andréia agradeço as calorosas, afetuosas e vitais ligações do Japão, que a cada fim de semana renovaram as minhas alegrias e energias.

Epígrafe

“The field of impact geology, once on the far fringes, has now established a solid and respectable position in the geoscience mainstream. The once-exotic area of impact crater studies is now becoming an important part of the study of our own planet and its history. In this process, the field has changed and grown, moving from the simple identification of individual impact structures to exploring the effects of impacts in the geological record.

[...] The continued search for and identification of new impact structures is an important and fundamental activity. [...] Discovery of more impact structures should provide new examples of craters and shock metamorphism produced in different targets and different environments: **basalts and other lava flows** [o grifo é nosso], carbonate and noncarbonate sedimentary target rocks, and unconsolidated sediments. Such impact structures will provide important insights into the effects of target properties on impact processes as well as new shock criteria.

[...] Impact geology is a multidisciplinary field. Its problems and potential discoveries now spread over a wide range of disciplines: structural geology, igneous petrology, geochemistry, isotopics, geophysics, and Precambrian history, to name a few. Impact geology also has major implications for the fields of biology, paleontology, and stratigraphy, and it is a key component of the relatively new discipline of astrobiology.

Today’s so called “impact geology community” needs, in a sense, to abolish itself by bridging the artificial gaps that have existed between impact studies and the established areas of “mainstream” geology. There should no longer be a mental gap between “impact geologists” and other geologists. There should only be geologists who study volcanoes, earthquakes, mountains, and tectonic plates – to probe the problems of the Earth, its past, and its present.”

Bevan M. French (2004)

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Objetivos e Justificativas	5
1.2	Localização e vias de acesso	7
1.3	Materiais e Métodos	8
1.3.1	Bases de Dados	8
1.3.2	Processamento de Dados	15
1.3.3	Infraestrutura e Integração de Dados	17
2	Crateras de Impacto	19
2.1	Introdução	19
2.2	Morfologia de crateras de impacto	22
2.3	Processo de formação de crateras	25
2.4	Metamorfismo de impacto	28
2.5	Dados de sensores remotos e geofísicos	37
3	Contexto Geológico	43
3.1	Introdução	43
3.2	Contexto Geológico Regional	47
3.2.1	Seqüência Inferior	54
3.2.2	Seqüência Intermediária	54
3.2.3	Seqüência Superior	57
4	Interpretação das Imagens de Sensoriamento Remoto e Dados Geofísicos	59
4.1	Dados Aerogeofísicos e Sísmicos	65

5	Geologia da Estrutura de Impacto Domo de Vargeão	73
5.1	Introdução	73
5.2	Limite interno próximo às bordas da cratera	73
5.3	Porção central do Domo de Vargeão	77
5.3.1	Arenitos deformados e brechas de arenitos	77
5.3.2	Brechas com material fundido (<i>melt-fragment breccias</i>)	82
5.4	Feições de metamorfismo de impacto	92
6	Conclusões e Recomendações	99
6.1	Introdução	99
6.2	Modelo para a formação das brechas com material fundido	100
6.3	Modelo para a formação do Domo de Vargeão	102
6.4	Trabalhos futuros	107
	Apêndice A: Platina Universal	111
	Apêndice B: Mapa Geológico (1:50000)	127
	Apêndice B: Mapa Geológico (1:50000) integrado com dados SRTM	129
	Referências Bibliográficas	131

Lista de Figuras

1.1	Distribuição mundial de estruturas de impacto	3
1.2	Localização das estruturas de impacto brasileiras	5
1.3	Localização e acesso à área de estudo	7
1.4	Localização dos dados geofísicos e de sensoriamento remoto	9
1.5	Mosaico de fotografias aéreas	10
1.6	Principais parâmetros do levantamento da linha sísmica 00236-0078	11
2.1	Desenhos das principais feições lunares por Galileo Galilei	20
2.2	Morfologia de crateras de impacto	23
2.3	Representação esquemática de impacto de hipervelocidade	26
2.4	Diagrama de Pressão-temperatura	30
2.5	Exemplos de <i>shatter cone</i> e PDFs	31
2.6	Exemplos de material fundido	34
2.7	Exemplos de pseudotaquilitos e brechas monomíticas	36
2.8	Anomalia gravimétrica da cratera de Chicxulub	39
2.9	Anomalia magnéticas em crateras de impacto	40
2.10	Dados sísmicos da estrutura de Praia Grande, SP	41
2.11	Assinatura sísmica da cratera de Yallalie (Austrália)	42
3.1	Primeiro esboço geológico e estrutural do Domo de Vargeão	44
3.2	Diagrama estratigráfico da borda norte do Domo de Vargeão	45
3.3	Bloco diagrama esquemático das feições estruturais observadas na estrutura	46
3.4	Mapa de isópacas para a bacia do Paraná	48
3.5	Diagrama crono-estratigráfica para a Bacia do Paraná	49
3.6	Mapa geológico simplificado para a bacia do Paraná	50
3.7	Principais estruturas na bacia do Paraná	52

3.8	Mapa geológico regional da área do Domo de Vargeão	55
4.1	Vista em perspectiva 3D do modelo digital de elevação SRTM	60
4.2	Vista em perspectiva 3D do modelo digital de elevação SRTM em conjunto com dois perfiz topográficos	61
4.3	Imagem de radar da plataforma Radarsat-1 da estrutura de Vargeão	63
4.4	Composição colorida em RGB nas bandas 3, 2 e 1 do sensor ASTER	64
4.5	Mapa de drenagem	65
4.6	Campo magnético anômalo e suas continuações ascendentes	66
4.7	Amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo e suas continuações ascendentes	67
4.8	Imagem IHS proveniente da integração dos dados magnéticos e topográficos	69
4.9	Seção sísmica 2D em tempo para a cratera de Vargeão	70
5.1	Mapa geológico simplificado da estrutura de Vargeão	75
5.2	Forma de ocorrência das rochas próximo às bordas de Vargeão	76
5.3	Características macroscópicas encontradas nos arenitos deformados e brechas de arenitos	79
5.4	Características microscópicas encontradas nos arenitos deformados e brechas de arenitos	81
5.5	Forma de ocorrências das brechas com material fundido em fotografias aéreas	83
5.6	Afloramento de brechas com material fundido	85
5.7	Características macroscópicas encontradas nas brechas com material fundido	87
5.8	Características microscópicas encontradas na brechas com material fundido	88
5.9	Características microscópicas encontradas no material vítreo	90
5.10	Características microscópicas encontradas nos vidros	91
5.11	Feições de metamorfismo de impacto encontradas nos arenitos e basaltos .	94
5.12	Distribuição das direções cristalográficas de PDFs e PFs	97
5.13	Piroxênios com feições planares	98
6.1	Modelo geológico qualitativo para a formação da cratera de Vargeão	104
2	Principais eixos na platina universal	112

3	Rede de Wulff e projeção estereográfica para os principais pólos dos planos cristalográficos do quartzo	113
4	Fluxograma para eixo-c e PDF	115
5	Procedimento para o lançamento das medidas de eixo-c e PDFs	118
6	Orientações de PDFs para amostras das crateras Ries, Carswell e Domo de Araguainha	121
7	Grãos com PDFs pertencentes às crateras de Ries, Carswell e Domo de Araguainha	123

Lista de Tabelas

1.1	Características da plataforma/sensor Landsat/ETM+ e Terra/ASTER	8
2.1	Feições de metamorfismo de impacto em quartzo	33
5.1	Orientações de PDFs e PF em quartzo para as amostra de Vargeão	96
1	Orientações cristalográficas típicas de PDFs em quartzo	114
2	Exemplos de medidas para eixo-c e PDF	117
3	Direções de eixo-c e PDFs para Ries, Carswell e Domo de Araguinha . . .	124



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Caracterização geológica e geofísica da estrutura de impacto Domo de Vargeão, SC

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CÉSAR KAZZUO VIEIRA

O Domo de Vargeão (SC), com 12,4km de diâmetro, é uma estrutura de impacto do tipo complexa parcialmente erodida, formada sobre os derrames vulcânicos da Formação Serra Geral, na bacia do Paraná. Em seu interior afloram, de forma anômala, arenitos atribuídos às formações Botucatu e Pirambóia, normalmente situados a cerca de 1km abaixo da superfície atual. O objetivo principal deste estudo foi a caracterização geológica e geofísica do Domo de Vargeão, em superfície e em subsuperfície, por meio da integração de dados de sensoriamento remoto e geofísicos com informações geológicas em escala regional (1:250.000) e local (1:50.000). A análise dos dados aeromagnetométricos e sísmicos permitiram: (i) classificar o Domo de Vargeão como uma estrutura de expressão crustal rasa, com indicação da existência de uma zona de intensa deformação situada abaixo da mesma; (ii) associar o alto magnético associado com o núcleo da estrutura à ocorrência de brechas de impacto do tipo pseudotaquilíticas; e (iii) associar a zona anelar de baixo magnético, localizada próxima às bordas da estrutura, à ocorrência de blocos da unidade Ácidas Chapecó. A integração dos dados aeromagnetométricos com os de sensoriamento remoto (SRTM, Landsat/ETM+, Terra/ASTER, Radarsat-1) e geológicos revelaram a existência de um complexo sistema de falhas normais associado à borda da estrutura de Vargeão, que causou o basculamento de grandes blocos da unidade Ácidas Chapecó para o interior da estrutura. A análise dos dados geológicos permitiu: (i) a delimitação espacial das ocorrências de zonas de brechas no interior da estrutura e sua caracterização como brechas com material fundido (*melt-fragment breccia*); (ii) a identificação de feições típicas de metamorfismo de impacto que incluem a ocorrência de *shatter cones* em arenitos e basaltos e feições planares de deformação (PDFs) em grãos de quartzo; e (iii) a mensuração da direção cristalográfica preferencial dos PDFs segundo os planos (0001), $\{11\bar{1}1\}$ e $\{11\bar{1}2\}$. Em conclusão, o Domo de Vargeão representa um notável e raro exemplo de estrutura de impacto complexa formada em rochas básicas e ácidas. O grau de exposição e fácil acesso aos afloramentos rochosos em seu interior tornam esta estrutura um sítio potencial para a realização de estudos de análogos em processos de evolução das superfícies planetárias, que podem contribuir para o entendimento da evolução de corpos planetários sólidos como a Lua, Marte e Vênus, entre outros.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Geologic and Geophysical characterization of Vargeão Dome impact structure, SC

ABSTRACT

MASTERING DISSERTATION

CÉSAR KAZZUO VIEIRA

Domo de Vargeão (SC), with a diameter of 12.4km, is a partially eroded complex impact structure formed on the lava flows of the Serra Geral Formation in the Paraná Basin. The anomalous occurrence of sandstones in its interior is related to the presence of the Botucatu and Pirambóia formations, uplifted from their regular stratigraphic level, sitting at approximately 1 km below the present surface. The objective of this study comprises the geologic and geophysical characterization of the Domo de Vargeão using remote sensing, geophysical and geological data integration, on a regional (1:250.000) and local (1:50.000) scale. Magnetic and seismic data analysis allowed: (i) to interpret it as shallow structure, with a strongly deformed zone underneath; (ii) to associate the magnetic high at the center of the structure to the occurrence of melt-fragment breccia; (iii) to associate the annular magnetic low located near the rim of the structure to the occurrence of large blocks of the Ácidas Chapecó unit. The integration of magnetic and remote sensing data (SRTM, Landsat/ETM+, Terra/ASTER, Radarsat-1) with geologic information unveiled a complex system of normal faults associated with the rim of Domo de Vargeão, responsible for the collapse of the blocks of Ácidas Chapecó towards the interior of the structure. The geologic data allowed: (i) to map the area of occurrence breccias and to characterize them as pseudotachylitic breccias; (ii) to identify and characterize impact features such as shatter cones in basalt and sandstone, and planar deformation features (PDFs) in quartz grains; and (iii) to measure the crystallographic direction of the PDFs along planes (0001), $\{11\bar{1}1\}$ and $\{11\bar{1}2\}$. In conclusion, Domo de Vargeão constitutes a rare example on Earth of a complex impact structure formed in basic and acidic volcanic rocks. Its good exposure and easy access makes this impact structure potentially important for conducting analogous studies of planetary surfaces, thus helping to understand the evolutionary processes of solid bodies such as the Moon, Mars, Venus, among others.

Notas sobre Unidades

As unidades utilizadas ao longo do texto estão no sistema internacional de medidas (SI). Comprimentos em ângstrom (\AA ou 10^{-8} cm), micrômetro (μ ou 10^{-4} cm), milímetros (mm ou 0.1 cm), centímetros (cm), metros (m ou 100 cm) e quilômetros (Km ou 10^5 cm). Unidades de massa em quilôgramas (kg). Grandes quantidades de massa são dadas em unidades de tons (T onde $1\text{T} = 10^6$ Kg), kilotons (KT ou 10^3 T) e megatons (MT ou 10^6 T). Energias são dadas em unidades de joules (J) com o respectivo equivalente em tons ($1\text{J} \approx 2.4 \times 10^{-10}$ T). Pressões são dadas em unidades de bar ($1\text{bar} \approx 1$ atm, uma atmosfera), kilobar (Kbar ou 10^3 bar). Temperaturas em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$). Idades de unidades estratigráficas ao longo do tempo geológico são dadas em milhões de anos (Ma ou 10^6 anos) e em bilhões de anos (Ga ou 10^9 anos) antes do “presente”. O termo “presente” adotado refere-se ao ano de 1950 d.C.

INTRODUÇÃO

A colisão de corpos celestes (asteróides e cometas) é reconhecida como o principal processo de modificação da superfície de corpos planetários sólidos no sistema solar (Koeberl, 2001). Esses eventos foram essenciais para a evolução dos planetas interiores e decisivos para a origem e a evolução da vida na Terra (Alvarez *et al.*, 1980; Stöffler & Langenhorst, 1994; Davies, 2000).

Estudos em crateras de impacto lunares e em outros planetas indicam que há 3,9 Ga ocorreu um pico de frequência de processos de impactos de grandes magnitudes, que foram os responsáveis pelo suprimento de grandes quantidades de elementos químicos incorporados aos corpos planetários (French, 1998). Apesar da comprovada importância desses eventos de colisões para a evolução da Terra, principalmente no período correspondente aos seus primeiros bilhões de anos, as pesquisas sobre a formação dos continentes e a origem da vida no pré-Cambriano continuam a desconsiderar esses processos e suas implicações (French, 2004).

As principais implicações desse tipo de fenômeno seriam (i) a introdução de elementos químicos, muitos deles essenciais ao desenvolvimento da vida na Terra; (ii) criação e modificação da atmosfera terrestre; (iii) extinções e ressurgimentos da vida na Terra; (iv) geração de uma superfície global de material fundido; (v) criação de núcleos continentais e protoplacas tectônicas (French, 1998; French, 2004). Além disso, Chapman (2004) e French (2004) destacam as potenciais consequências catastróficas de impactos futuros de corpos celestes para a vida na Terra, sobretudo para a espécie humana. Segundo esses autores, fenômenos de impacto de pequeno a médio porte, historicamente mais frequentes, liberam quantidades de energia tipicamente situadas entre algumas unidades

a dezenas de megatons, o equivalente a centenas de milhares de bombas atômicas iguais as de Hiroxima e Nagasaki. Eventos de colisão de maior porte, menos freqüentes, podem atingir níveis de energia de várias centenas de milhares de megatons, provocando mudanças ambientais globais de grande magnitude em períodos relativamente curtos (algumas dezenas de anos) (Melosh, 1989; French, 1998).

Pesquisas acerca dos efeitos causados por eventos de impacto cósmico contra a Terra possuem como objetivo uma maior compreensão (i) dos processos atuantes na formação e configuração das estruturas de impacto, que constituem o registro geológico deixado na crosta em decorrência desse tipo de fenômeno; (ii) dos efeitos resultantes da liberação de energia na dinâmica de nosso planeta, e na conseqüente sucessão das formas de vida; e (iii) da freqüência de ocorrência de tais eventos de colisão na Terra. As pesquisas envolvendo as estruturas de impacto também envolvem aspectos de ordem econômica, uma vez que elas podem servir de condicionantes para a concentração de recursos minerais, incluindo petróleo e gás. Grieve & Masaitis (1994) mencionam que 25% das estruturas de impacto terrestres conhecidas estão associadas a algum tipo de depósito mineral, sendo que 12% estão sendo explotadas, ou o foram em tempos recentes. Donofrio (1998) relaciona a existência, somente na América do Norte, de 17 estruturas de impacto com ocorrências de hidrocarbonetos, das quais 9 são explotadas. Dentre estas a mais emblemática é a de Chicxulub, à qual se associam importantes depósitos de óleo/gás no Golfo do México.

Em nosso planeta foram identificadas até o presente 174 estruturas, nas quais ocorrem fragmentos de meteoritos e/ou feições de deformação macro e microscópicas relacionadas a impactos de corpos celestes (Figura 1.1). Destas, 97% estão concentradas em poucos continentes, principalmente na América do Norte, Europa e Austrália, devido à maior quantidade de recursos investidos em pesquisas de crateras de impacto.

No Brasil, as estruturas comprovadamente formadas por eventos de impacto são ainda em pequeno número, em função da inexistência de pesquisas sistemáticas voltadas para sua identificação e caracterização. De um total de 12 estruturas apontadas como

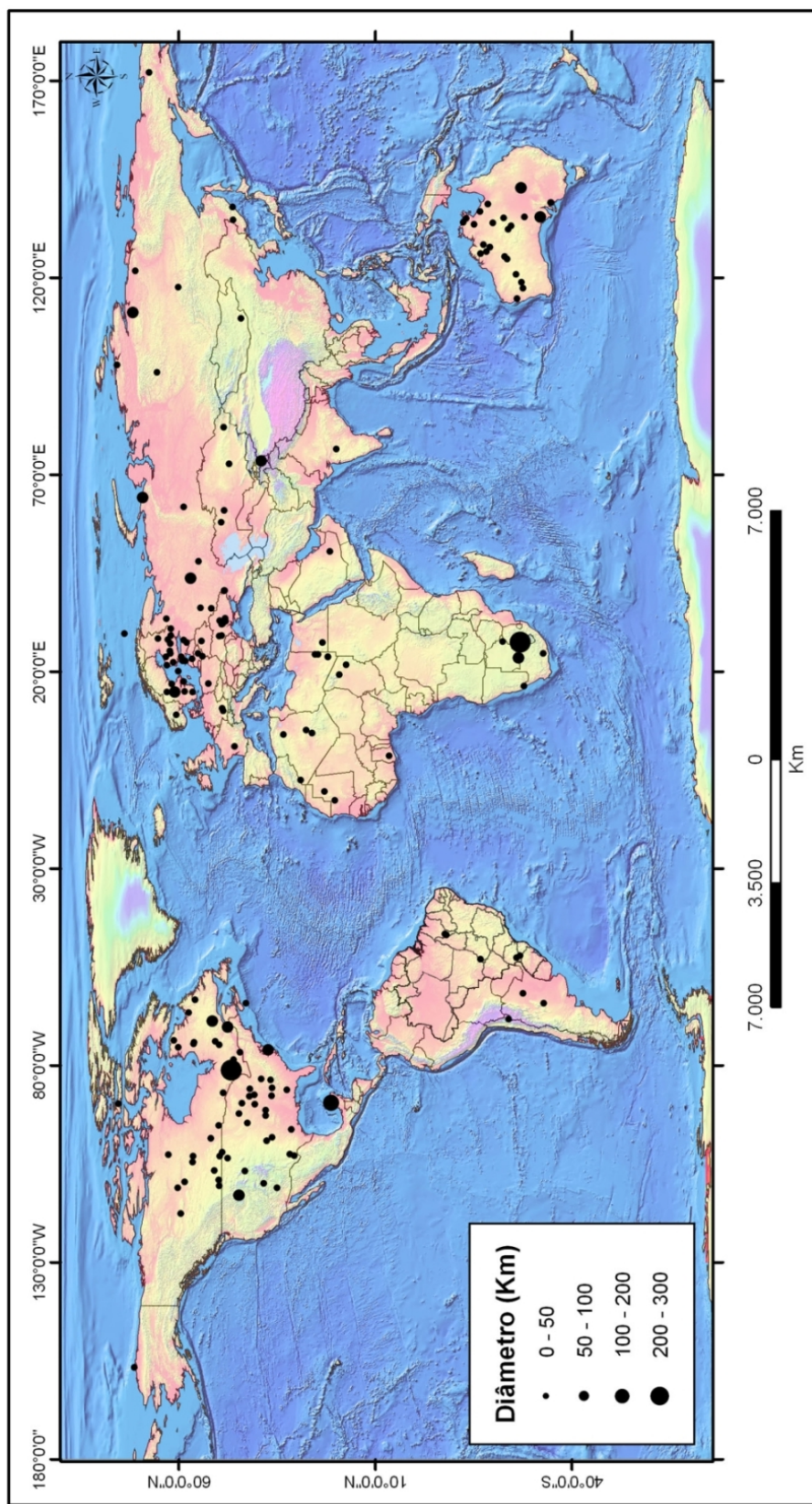


Figura 1.1: Distribuição mundial das 174 estruturas de impacto (símbolos proporcionais ao diâmetro da estrutura). Notar a maior concentração de estruturas no continente norte americano, Europa e Austrália devido a maior quantidade de pesquisas relacionadas a tal tema. Fonte: Earth Impact Data Base (2004).

tendo sido possivelmente formadas por impacto, cinco delas já tiveram ou estão tendo suas origens comprovadas (Domo de Araguainha, GO-MT; Serra da Cangalha, TO; Riachão, MA; Vargeão, SC; e Vista Alegre, PR) – Figura 1.2. Uma sexta estrutura, Cerro do Jarau (RS) foi recentemente associada a esse tipo de evento (Crósta & Lourenço, 2008), enquanto que para as demais a comprovação da origem carece de estudos mais detalhados (Colônia, SP; Cerro Jarau, RS; Piratininga, SP; São Miguel do Tapuio, PI; Santa Marta, PA; Tefé, AM; Praia Grande, SP) (Dietz & French, 1973; Crósta *et al.*, 1981; Crósta, 1982a; Crósta, 1982b; McHone, 1986; Crósta, 1987; Engelhardt *et al.*, 1992; Hachiro *et al.*, 1996; Hippert & Lana, 1998; Crósta, 2004; Correia *et al.*, 2005).

Na Bacia do Paraná ocorrem as estruturas de Araguainha (40 km de diâmetro), Vargeão (12,4 km) e Vista Alegre (9,5 km). Na Bacia do Parnaíba encontram-se outras duas estruturas: Serra da Cangalha (12 km) e Riachão (4,5 km). Destas, apenas a de Vargeão foi, até o presente, alvo de atividades específicas de exploração para óleo/gás (Barbour & Corrêa, 1981).

Mesmo para as cinco crateras cuja origem por impacto já foi comprovada, apenas três (Araguainha, Serra da Cangalha e Riachão) contam com estudos geológicos com maior detalhamento. O Domo de Araguainha, maior cratera da América Latina, é a estrutura que conta com o maior número de estudos, incluindo trabalhos de cartografia geológica, caracterização das feições de metamorfismo de impacto, litogeoquímica e geoquímica isotópica (Crósta *et al.*, 1981; Crósta, 1982a; Engelhardt *et al.*, 1992; Hammerschmidt & Engelhardt, 1995; Hippert & Lana, 1998; Lana *et al.*, 2006; Lana *et al.*, 2007; Lana *et al.*, 2008). Serra da Cangalha e Riachão contam com apenas estudos geofísicos e de identificação das feições de metamorfismo de impacto (McHone, 1986; Adepelumi *et al.*, 2005a; Adepelumi *et al.*, 2005b).



Figura 1.2: Localização das estruturas com origem por impacto e possível origem por impacto. Notar que a maioria está localizada em bacias sedimentares.

1.1 Objetivos e Justificativas

O objetivo geral desta pesquisa é o detalhamento geológico e geofísico do Domo de Vargão, com vistas à caracterização dessa estrutura de impacto e à obtenção de um modelo geológico de superfície e sub-superfície para a mesma. Os objetivos específicos

envolvem a: (i) caracterização geológica superficial do Domo de Vargeão utilizando dados de sensoriamento remoto, em várias porções do espectro eletromagnético e resoluções espaciais, e técnicas de mapeamento geológico; (ii) caracterização geofísica da estrutura em sub-superfície utilizando os métodos geofísicos magnetometria e sísmica de reflexão; e (iii) identificação e caracterização de feições de metamorfismo de impacto.

Formado sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, o Domo de Vargeão possui potencial como referência em pesquisas de estruturas de impacto análogas em outros corpos planetários, uma vez que muitas crateras foram formados sobre rochas de composição similar, notadamente as crateras da Lua, de Marte e de Vênus. French (2004) ressalta a importância de pesquisas em crateras de impacto formadas em diferentes substratos alvos, principalmente, aquelas em derrames basálticos. Deste modo, a caracterização do Domo de Vargeão, em todos seus aspectos geológicos, reveste-se de importância por se tratar de uma das poucas estruturas de impacto terrestre de grande porte, formada em rochas vulcânicas de composição basáltica.

Além de Vargeão existem três outras estruturas em derrames de basalto, Lonar Lake, Vista Alegre e Logancha nas quais foram encontradas feições diagnósticas de metamorfismo de impacto. Localizada nos derrames basálticos da província magmática do Deccan (Índia), a cratera de Lonar Lake com seus 1,8 km de diâmetro é relativamente recente, 52 Ka, sendo preenchida por um lago, o que limita o acesso direto às rochas em seu interior (Fredriksson *et al.*, 1973; Sengupta *et al.*, 1997; Osae *et al.*, 2005; Maloof *et al.*, 2008). Já Vista Alegre (PR), com 9,5 km de diâmetro, está localizada na província magmática do Paraná, distante 100 km a NNE da estrutura de Vargeão. Para a estrutura de Logancha, na Rússia, há pouca informação disponível na literatura (Feldman *et al.*, 1983; Mironov *et al.*, 1987).

Apesar das estruturas de Lonar e Vista Alegre se prestarem para a realização de estudos análogos de crateras de impacto formadas em terrenos basálticos, cabe a ressalva que (i) Lonar tem restrições de acesso ao seu assoalho, devido ao preenchimento por água e, além disso, é uma cratera recente e simples (pequenas dimensões); e (ii) Vista

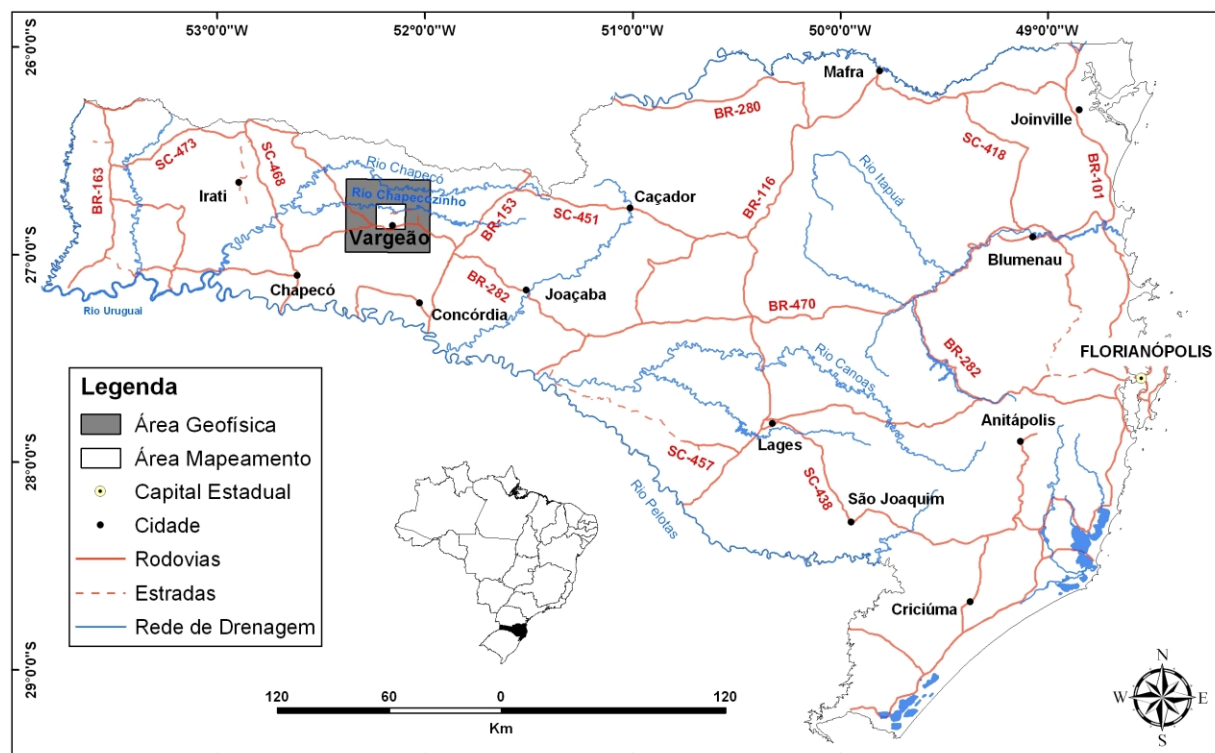


Figura 1.3: Localização e principais vias de acesso à área de estudo. O polígono de cor branca foi a área selecionada para a etapa de mapeamento geológico e aquele em cinza para a etapa de processamento dos dados aeromagnetométricos e de sensoriamento remoto.

Alegre possui um nível reduzido de exposição das rochas em seu interior, dado a extensa cobertura de solos em seu interior. Desse modo, Vargeão, com seus diversos afloramentos de rochas afetadas pelo impacto, razoavelmente expostas, representaria uma estrutura de impacto apropriada para a condução de estudos análogos.

1.2 Localização e vias de acesso

A cidade de Vargeão, situada na borda sul da estrutura homônima, localiza-se na parte oeste do Estado de Santa Catarina (Figura 1.3). O acesso pelas vias terrestres é facilitado pela boa conservação das rodovias, principalmente a BR-282. Por vias aéreas, o acesso pode ser realizado pelos aeroportos das cidades de Xanxerê e Chapecó, ambas distantes a poucos quilômetros do município de Vargeão pela BR-282.

1.3 Materiais e Métodos

1.3.1 Bases de Dados

Dados de sensoriamento remoto orbital e aerotransportado utilizados na pesquisa

Os dados de sensoriamento remoto utilizados incluíram imagens adquiridas pelos sensores ETM+ do satélite Landsat-7, ASTER do satélite Terra, SRTM a bordo do ônibus espacial Endeavour e Radarsat-1.

A imagem ortorretificada Landsat/ETM+ (órbita/ponto 222/79) foi obtida junto ao Programa Geocover da Nasa. A aquisição da imagem foi realizada em 24/09/1999 com azimute de 53° e elevação de 49.82° (Tabela 1.1). A imagem Terra/ASTER (identificação AST:L1A.003:2016996854) foi selecionada por meio do aplicativo USGS Global Visualization Viewer (GLOVIS). A aquisição da imagem foi realizada em 03/09/2003 com azimute de 41,40° e elevação de 46,89° (Tabela 1.1).

Tabela 1.1: Principais características da plataforma/sensor Landsat/ETM+ (cena de 185x185 km) e Terra/ASTER (cena de 120x150 km).

Plataforma	Sensor	Faixa do espectro (μm)	Bandas	Resolução espacial (m)
Landsat/ETM+	Multiespectral	0,45–2,35	1,2,3,4,5,7	30
	Termal	10,40–12,50	61 e 62	60
	Pancromático	0,52–0,90	8	15
Terra/ASTER	VNIR	0,52–0,86	1 a 3	15
	SWIR	1,60–2,43	4 a 9	30
	TIR	8,125–11,65	10 a 14	90

As imagens interferométricas do Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) foram obtidas junto à página web do programa (Figura 1.4). A aquisição dos dados SRTM para 80% do globo terrestre foi realizada de 11 a 22 de Fevereiro de 2000 pelo ônibus espacial Endeavour. Os modelos digitais de elevação disponíveis possuem resolução espacial de 3 arc sec (aproximadamente 90 m) para todos os continentes, exceto para a América do Norte com 1 arc sec (aproximadamente 30 m).

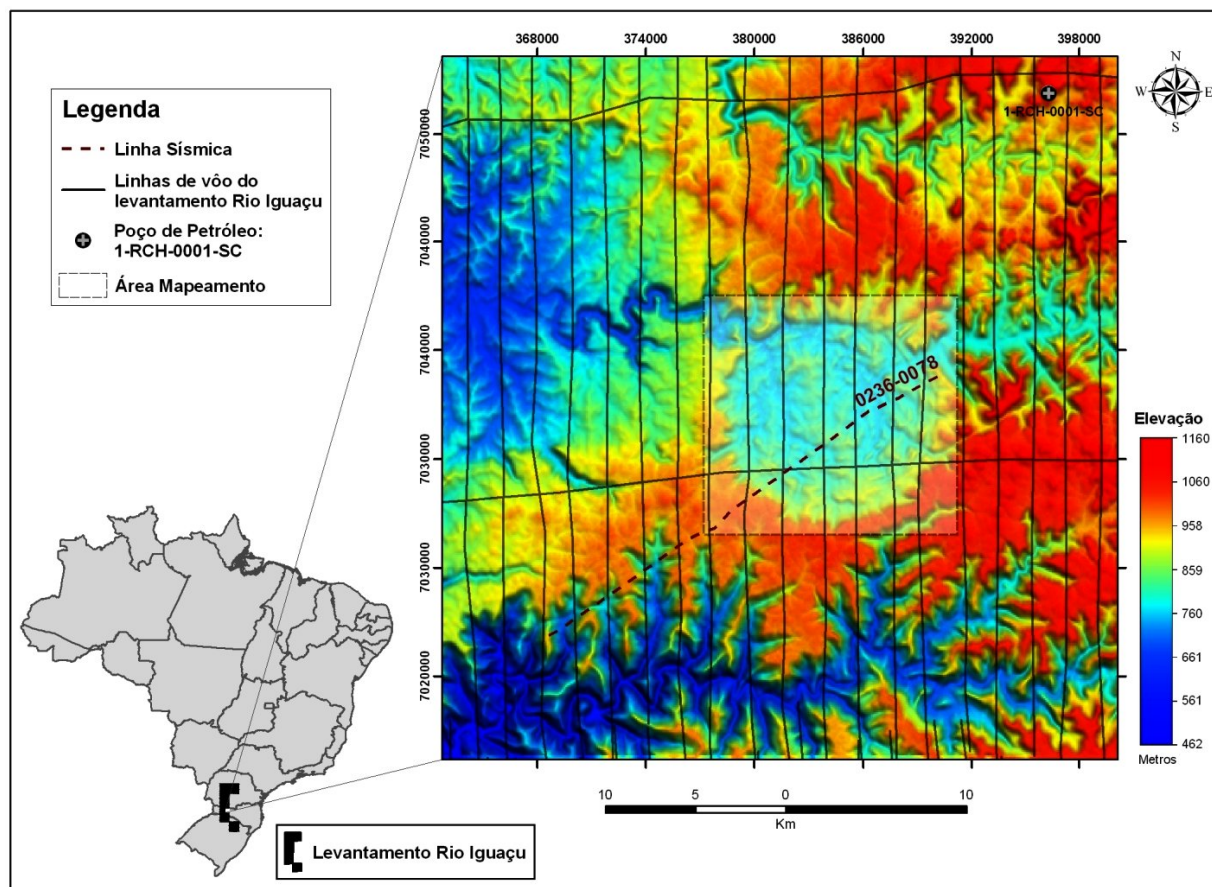


Figura 1.4: Localização dos dados SRTM, poço 1-RCH-001-SC e aerogeofísicos do levantamento Rio Iguaçu. O polígono parcialmente transparente representa a área selecionada para o mapeamento geológico.

A plataforma RADARSAT-1, equipada com uma antena de abertura sintética (SAR), gera imagens utilizando a banda C (comprimento de onda de 5,6 cm) em polarização HH. A imagem RADARSAT-1 para a estrutura de Vargeão foi adquirida em 1998 em módulo padrão modo Standard 7 (12,5 m de resolução espacial), com órbita ascendente e visada lateral para a esquerda.

De forma a complementar às informações obtidas pelas imagens orbitais, foram utilizadas 42 fotografias aéreas, na escala de 1:25.000, cobrindo inteiramente a estrutura de Vargeão (Figura 1.5).

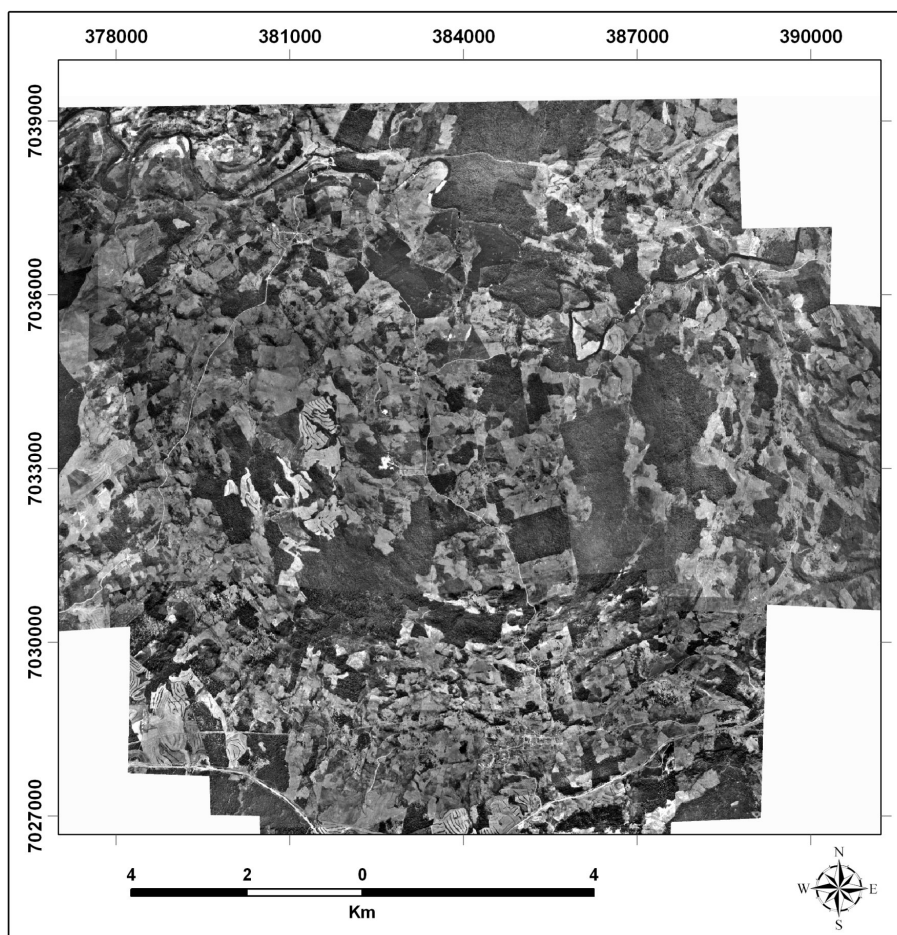


Figura 1.5: Mosaico de 42 fotografias aéreas utilizadas principalmente na etapa de interpretação de estruturas e mapeamento geológico.

Dados Aerogeofísicos

Os dados aeromagnetométricos disponíveis para essa região fazem parte do projeto Rio Iguaçu, cujo levantamento foi contratado pelo consórcio Paulipetro e executado pela Encal (Figura 1.4). O projeto Rio Iguaçu, realizado no período de 12/1980 a 03/1981, abrangeu a parte oeste dos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul perfazendo uma área de 66.486 km² e 39.600 km de perfis lineares. Os principais parâmetros de aquisição desses dados são:

1. Blocos cobertos pelo levantamento: ACS-75, 76, 77, 78, 79 e 80.

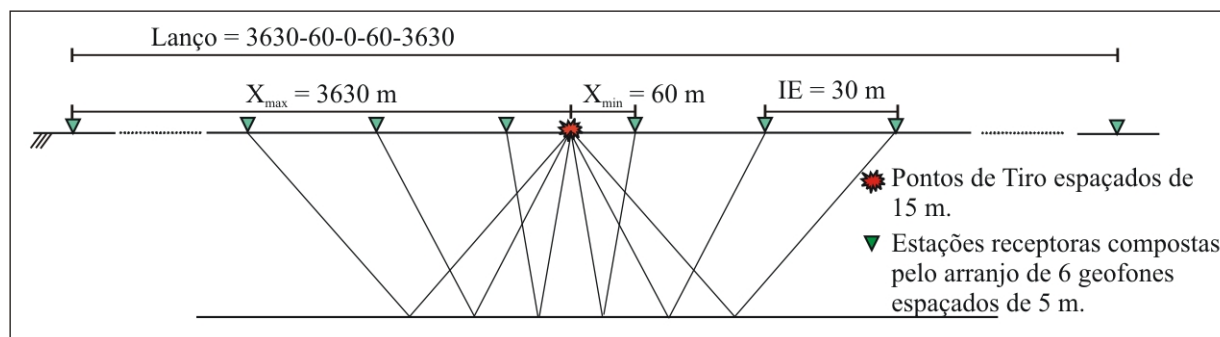


Figura 1.6: Principais parâmetros do levantamento da linha sísmica 00236-0078 referente a um lanço ou *spread* completo.

2. Aeronaves: Bandeirante, prefixo PT-GKJ, para os blocos ACS-75, 76,77 e 78, e Islander, prefixo PT-KRO, para os blocos ACS-79 e 80.
3. Os magnetômetros de prótons, modelos G-801/3 (aeronave Bandeirante) e G-803 (aeronave Islander) da GEOMETRICS, foram montados na ponta das caudas (*stinger*) das aeronaves.
4. Linhas de aquisição orientadas na direção N-S e linhas de controle na direção E-W, respectivamente, com espaçamento de 2 e 20 km.
5. Intervalo de amostragem de 100 m ao longo da linha de vôo a uma altura constante de vôo de 500 m.

Dados Sísmicos

Os dados sísmicos na área de Vargão foram cedidos pela ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) para a realização deste estudo. O levantamento da linha sísmica de reflexão 00236-0078 foi contratado pela PETROBRAS e a aquisição dos dados realizada pela LASA-SDU GEOFÍSICA em 10/1992 (Figura 1.4). Os parâmetros do levantamento foram (Figura 1.6):

1. Fonte

- Tipo: BELMEX;

- Profundidade: 2 m;
- Intervalo de Tiro: 15 m;
- Carga por PT: 2 kg;
- Arranjo de Cargas: L-3x1/10 m com atraso de 0 ms;

2. Recepção

- Tipo de Geofone: GS-20D 10 Hz;
- Número de Canais: 240;
- Intervalo de Grupo: 25 m;
- Arranjo: L-6/5 m;

3. Instrumento de Registro

- Tipo: SERCEL;
- Formato: SEG-D;
- Fita Magnética: Black Watch de 6 GB;
- Ganho Pré-amp: 42 dB;
- Amostragem: 2 ms;
- Tempo de Registro: 4 s;
- Filtro Corta Baixa: out 18 dB/OIT;
- Filtro Corta Alta: 178 Hz 63 dB/OIT;

4. Geometria de Aquisição

- Intervalo de Estações (IE): 30 m;
- Intervalo de Pontos de Tiro: 15 m;
- Tipo de Lanço: Bipartido simétrico com ponto de tiro entre as estacas (*stack-array*);

- Geometria do Lanço: 3630 60 0 30 3630;
- Tipo: turn on/ turn off;

Dados Topográficos

A base topográfica utilizada corresponde à folha Ponte Serrada na escala 1:50.000 (SG 22-Y-B-IV-4/ MI 2875-4). O levantamento cartográfico e impressão da carta foram feitos pela Diretoria de Serviço Geográfico - 4^a DL (Divisão de Levantamento). Dados topográficos provenientes de modelos digitais de elevação da missão SRTM e das imagens ASTER foram utilizados de forma complementar às informações obtidas da base topográfica Ponte Serrada, principalmente para a análise em escala regional.

Mapa Geológico Regional

A base geológica regional utilizada neste trabalho é parte do Projeto Oeste de Santa Catarina (PROESC) (Freitas *et al.*, 1981), na escala 1:250.000, e da tese de doutorado de Paiva Filho (2000), na escala de 1:500.000. As informações geológicas disponibilizadas pelo PROESC abrangem parte do oeste do Estado de Santa Catarina aonde foram caracterizadas e cartografadas sete unidades litoestratigráficas na província magmática do Paraná: Basaltos Alto Uruguai, Dacitos Machadinho, Basaltos Campos Novos, Ácidas Palmas/Caxias, Ácidas Chapecó, Basaltos Cordilheira Alta e Basaltos Campo-Erê.

Paiva Filho (2000) nomeou de forma diferente algumas dessas unidades cartografadas pelo projeto PROESC, tendo o Membro Serra Geral Inferior como correlato à unidade Basaltos Alto Uruguai, o Membro Goio En como a unidade Ácidas Chapecó e o Membro Serra Geral Superior como a unidade Basaltos Cordilheira Alta. Em conjunto com os mapas geológicos regionais foram utilizadas as informações estratigráficas do poço pioneiro 1-RCH-001-SC da PETROBRAS (Figura 1.4).

Dados do perfil composto do poço pioneiro de petróleo 1RCH-0001-SC

(UTM/MC=51/SAD69; X = 7051213,3 m; Y = 396202,4 m; Cota = 1073,0 m), distante 22 km a nordeste do Domo de Vargeão, descrevem:

- 0 a 982 m: basaltos maciços da Formação Serral, não há presença de arenitos intertrapes;
- 982 a 1010 m: arenitos da Formação Botucatu;
- 1010 a 1100 m: arenitos da Formação Pirambóia, o topo desta formação é caracterizado pela presença de um nível argiloso de 1 a 2 m de espessura.
- 1100 a 1320 m: intercalação de folhelhos, argilitos, siltitos e arenitos da Formação Rio do Rastro;
- 1320 a 1968 m: intercalação de folhelhos, argilitos, siltitos e arenitos da Formação Teresinha. Foram observados quatro níveis de diabásios com 5 a 15 m de espessuras, nas profundidades de 1784, 1860, 1880 e 1950 m;
- 1968 a 2078 m: folhelhos da Formação Serra Alta;
- 2078 a 2266 m: folhelhos da Formação Irati, com a presença de dois níveis de carbonatos (5 m de espessura) próximos a base da formação. Foram observados dois níveis de diabásios com 3 e 131 m de espessuras respectivamente, nas profundidades de 2078 e 2092 m;
- 2266 a 2353 m: folhelhos e argilitos intercalados da Formação Palermo;
- 2353 a 2421 m: arenitos e argilitos intercalados da Formação Rio Bonito;
- 2421 a 3146 m: folhelhos, argilitos e diamictitos intercalados da Formação Taciba;
- 3146 a 3273 m (prof. final): arenitos da Formação Furnas.

1.3.2 Processamento de Dados

Dados de Sensores Remotos

O processamento inicial das imagens Landsat-7/ETM+ e Terra/ASTER envolveu a retificação geométrica imagem, a partir dos dados da folha topográfica Ponte Serrada (Crósta, 1992). Com os dados corrigidos foram elaboradas composições RGB (*red, green e blue*) para o mapeamento de estruturas e unidades litológicas.

O processamento dos dados da cena Radarsat-1 envolveu a aplicação de filtro para redução do ruído tipo *speckle* e o realce de contraste linear, sendo a imagem utilizada para interpretação visual de estruturas geológicas. Com os modelos de elevação SRTM e ASTER foram elaboradas imagens de relevo sombreado em tons de cinza ou coloridas, com o objetivo de realçar os padrões texturais presentes na região de Vargeão e permitir a extração de informações sobre as estruturas geológicas presentes.

Em geral observou-se que as composições coloridas desses sensores oferecem a mesma qualidade de dados para a extração de informações qualitativas. No entanto, a extração de informações estruturais a partir desses sensores foi realizada principalmente por meio da banda pancromática da plataforma Landsat ou da imagem Radarsat-1. A visualização de informações texturais sutis foi favorecida pela resolução espacial de 15 m da banda pancromática Landsat, e de 12,5 m da imagem Radarsat-1, juntamente com a boa relação sinal/ruído desses dados.

As 42 fotografias aéreas foram georreferenciadas e registradas individualmente, possibilitando a montagem de um mosaico para toda a estrutura de Vargeão. O mosaico e os pares estereoscópios foram utilizados principalmente na etapa de mapeamento geológico.

Dados Aerogeofísicos

As etapas de pré-processamento consistiram na verificação da geometria do levantamento e, posteriormente, na minimização dos ruídos, pelos testes de derivada

quarta e P (Blum, 1999). Em seguida procedeu-se ao recorte de uma área de aproximadamente 1.573 km² do levantamento original, a qual foi utilizada para o processamento posterior (Figura 1.4). A área recortada é 8,4 vezes maior que a coberta pelo mapeamento geológico (186 km²) devido à natureza regional do levantamento aerogeofísico e à necessidade de manter um contraste magnético da estrutura de Vargeão em relação ao background regional da bacia do Paraná. Com isso foi possível obter uma visão das estruturas geológicas de caráter regional.

A partir dos dados magnéticos recortados o processamento incluiu as seguintes etapas de: (i) subtração do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) do campo magnético total para se obter o campo magnético anômalo (CMA); (ii) interpolação do CMA pelo método dos quadrados mínimos com célula de 500x500 m (1/4 do espaçamento das linhas de vôo); e (iii) micronivelamento do CMA pela técnica proposta por Minty (Minty, 1991).

A interpretação do CMA micronivelado e interpolado foi auxiliada pelas informações obtidas por meio da amplitude do sinal analítico (ASA) de ordem 0 para a localização espacial das fontes magnéticas, e da continuação para cima para a análise das fontes magnéticas em profundidade. Para verificar a correlação das fontes magnéticas com os dados topográficos e com as unidades litoestratigráficas da área foi empregada a técnica de fusão IHS (*Intensity Hue Saturation*) dos dados SRTM com os dados de ASA.

Dados Sísmicos

O principal objetivo do processamento sísmico foi a obtenção de uma imagem espacial, representativa e confiável da geologia em sub-superfície na área. Buscou-se também o correto posicionamento dos refletores em sub-superfície, visando o delineamento do arcabouço geológico-estrutural do Domo de Vargeão.

Para se obter a secção sísmica empilhada em tempo seguiu-se o fluxo padrão de processamento descrito por Yilmaz (2001). De forma simplificada o processamento envolveu: (i) a leitura dos dados em SEG-Y; (ii) a construção da geometria e carregamento

do levantamento, ou seja o sistema de coordenadas dos traços baseado na distância entre os pontos de tiro e as estações; (iii) edição/remoção de traços ruidosos; (iv) estática da primeira quebra e aplicação das correções estáticas; (v) atenuação das ondas S dos basaltos (filtro F/K) e recuperação da amplitude do sinal; (vi) a deconvolução para a retirada do sinal (*wavelet*) proveniente da fonte; (vii) análise de velocidades e silenciamento externo; (viii) o empilhamento (seção sísmica empilhada); (ix) ganho tipo AGC (*automatic gain control*); (x) filtro de frequência 10-20-60-80; e (xi) saída SEG-Y.

1.3.3 Infraestrutura e Integração de Dados

A infraestrutura e os aplicativos de software utilizados para o processamento digital de imagens e de dados aerogeofísicos, digitalização de mapas e cartas topográficas e integração de dados integram o Laboratório de Processamento de Informações Georreferenciadas (LAPIG) no Instituto de Geociências/Unicamp. O processamento dos dados sísmicos foi realizado com o apoio do Laboratório de Geofísica Computacional (LGC) no Instituto de Matemática, Estatística e Computação Científica/Unicamp.

Os dados de sensoriamento remoto e aerogeofísicos, em conjunto com os mapas geológicos, foram integrados em ambiente SIG (Sistema de Informações Georreferenciadas). As ferramentas disponibilizadas pelo SIG facilitam a integração e a análise espacial de dados georreferenciados por meio de um ambiente dinâmico e flexível para extração de informações espaciais.

CRATERAS DE IMPACTO

2.1 Introdução

Em 26 de Julho de 1994 o mundo pode testemunhar a colisão de 21 fragmentos do cometa Shoemaker-Levy 9 (SL9) contra a atmosfera de Júpiter. O evento atraiu a atenção da imprensa mundial, uma vez que as colisões foram visíveis até mesmo por meio de pequenos telescópios. O impacto do SL9 foi o único evento dessa natureza em escala real registrado pela ciência moderna, motivo pelo qual pesquisadores e telescópios de todo o mundo estavam voltados para seu registro e observação.

No entanto, o interesse pela documentação das crateras de impacto, especialmente as crateras lunares, encontra-se registrado historicamente desde os trabalhos de Galileo Galilei em 1610 (Figura 2.1). Em seu livro *Sidereus Nuncius* (O Mensageiro Estelar) Galileo registrou a ocorrência das feições circulares na superfície lunar, sem contudo fazer menção quanto à sua origem. Em suas descrições, Galileo identificou essas feições como depressões com núcleos soerguidos e preenchidos por material escuro (Koeberl, 2001). A partir das observações de Galileo, a hipótese de uma origem vulcânica para as crateras lunares prevaleceu entre astrônomos e geólogos por mais de três séculos.

Os astrônomos Edmond Halley e Richard Anthony Proctor foram os primeiros a considerar a possibilidade de colisões entre corpos celestes e as superfícies planetárias. Halley conjecturou, em 1694, sobre a possibilidade de um cometa atingir um planeta (Davies, 2000). Por sua vez, Proctor foi o primeiro, em 1873, a interpretar as crateras lunares como o resultado de impacto de corpos celestes (Davies, 2000; Koeberl, 2001).

Em 1883 Grove Karl Gilbert associou as principais feições morfológicas e estruturais das crateras lunares a um conjunto de experimentos de impacto vertical a baixas

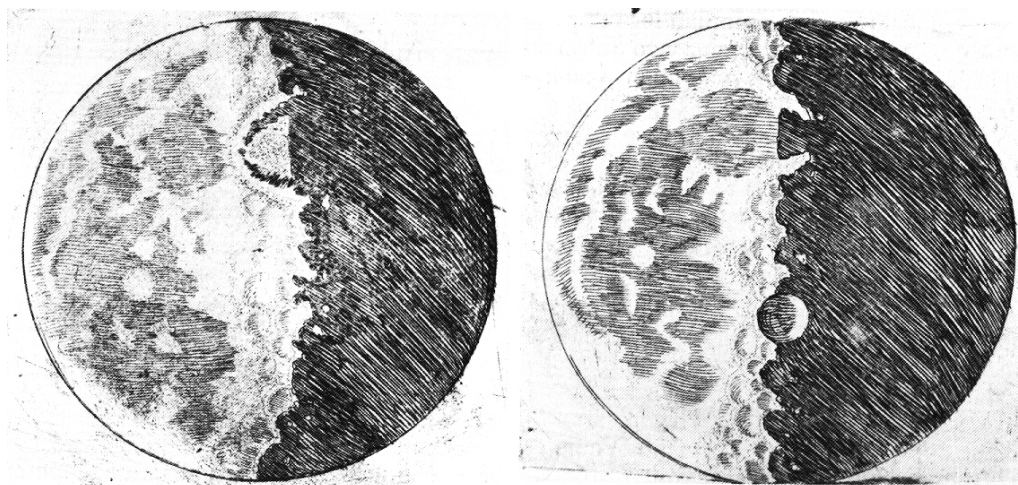


Figura 2.1: Desenhos das principais feições lunares por Galileo Galilei. A fidelidade em seus desenhos permite identificar a estrutura proeminente na figura à direita como a cratera de impacto Albategnius (Melosh, 1989).

velocidades. Alfred Wegener, celebrizado por seu trabalho sobre a deriva continental, chegou em 1920 à mesma conclusão quanto à origem das crateras lunares, por meio de experimentos similares àqueles realizados por Gilbert (Melosh, 1989; Koeberl, 2001).

A hipótese de impacto vertical de Gilbert e Wegener foi, à época, desacreditada pela maioria dos astrônomos, pois para eles era pouco plausível que a maioria das feições circulares lunares fosse causada somente por impactos com trajetórias verticais à superfície lunar (Melosh, 1989). Atualmente, devido à maior compreensão do mecanismo de formação de crateras, sabe-se que mesmo os impactos oblíquos (com ângulos de incidência de até 30°) tendem a formar estruturas com um formato final circular e apenas os impactos segundo ângulos muito rasantes formam estruturas com formato final elíptico.

A mudança de paradigma quanto à origem das crateras lunares ocorreu principalmente a partir da segunda década do século XX, durante a 1^a Guerra Mundial, a partir de observações sobre as similaridades morfológicas entre as feições lunares e as crateras de explosões. Após a Segunda Guerra Mundial experimentos militares com explosões de bombas nucleares possibilitaram estimar a energia necessária para formar crateras. Com isso foi possível estimar a ordem de velocidade da colisão de um projétil contra um substrato alvo, necessária para a formação de crateras. No entanto, o debate sobre a

origem das crateras lunares encerrou-se somente com as análises de amostras lunares obtidas pelas missões Apollo, no início da década de 1960, quando a origem por impacto ficou definitivamente comprovada.

Os registros dessas colisões são facilmente observados na desolada superfície lunar. É possível identificar com um simples telescópio um número elevado de crateras de impacto que, em sua maioria, foram formadas no início do sistema solar. Essa grande quantidade de estruturas permite concluir que a Terra, com aproximadamente 81 vezes a massa da Lua, esteve sujeita a uma maior frequência de colisões devido à sua maior força de atração gravitacional. No entanto, a superposição de processos oriundos da dinâmica superficial de nosso planeta, notadamente o intemperismo, os processos sedimentares e a atividade das placas tectônicas, eliminaram parcial ou totalmente a maioria dos registros de estruturas de impacto.

Atualmente o impacto de corpos celestes (meteoritos, asteróides e cometas) é considerado o principal processo de modificação de superfícies planetárias (Koeberl, 2001). Sua frequência foi maior nos primeiros bilhões de anos do sistema solar, durante a fase de acreção planetária. As colisões foram decisivas para a evolução dos planetas interiores (Mercúrio, Vênus, Terra e Marte) e, possivelmente, tiveram papel ativo em eventos de extinção em massa da vida na Terra (Alvarez *et al.*, 1980).

Nesta dissertação não se almeja apresentar uma revisão completa acerca dos processos de impacto, uma vez que há suficiente literatura impressa e digital de fácil e razoável acesso. O objetivo deste capítulo é fazer uma apresentação sucinta dos principais tópicos desse tema, com o intuito de familiarizar o leitor com os termos utilizados nos estudos dessas estruturas. Busca-se também proporcionar um conjunto de referências bibliográficas para o aprofundamento do tema.

Deste modo, será empregado o termo “impacto de corpos celestes” em seu sentido geral, independente de sua composição, fonte ou tamanho, para designar o evento de colisão de um corpo celeste contra um substrato alvo, a hipervelocidades da ordem de algumas dezenas de quilômetros por segundo. O produto final é uma depressão

circular denominada de “cratera de impacto”, sendo a deformação presente em seu substrato designada genericamente pelo termo “metamorfismo de impacto”. Maiores detalhes acerca da terminologia empregada podem ser encontrados no Science Language Technical Team (NADM-SLTT, 2004).

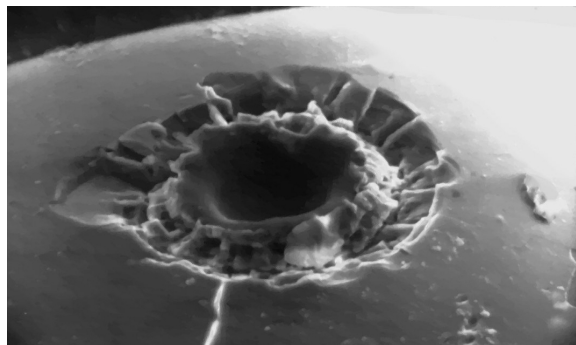
2.2 Morfologia de crateras de impacto

A classificação morfológica utilizada para as crateras de impacto possui quatro tipos principais: microcrateras, crateras simples, crateras complexas e bacias multi-anelares (Figura 2.2). Cada tipo morfológico está relacionado a diferentes processos de formação, os quais envolvem fatores como o tamanho, composição e velocidade do projétil, reologia do substrato alvo e a atração gravitacional do planeta.

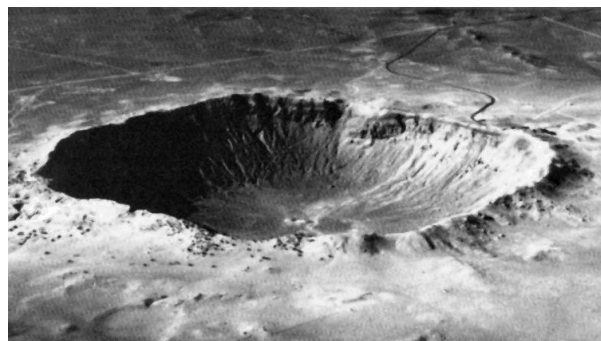
Microcrateras foram primeiramente observadas em amostras de rochas lunares, coletadas pelos astronautas da missão Apollo (Figura 2.2(a)). Com diâmetro de alguns décimos de micrômetros, sua formação envolve o impacto a alta velocidade de partículas de poeira cósmica ou micropartículas ejetadas por grandes impactos. Experimentos de impacto de micropartículas, realizados em aceleradores eletrostáticos, foram capazes de gerar microcrateras somente com velocidades de impacto superiores a 10 km/s (Melosh, 1989).

Crateras simples são encontradas em todos os planetas terrestres, em geral formadas pelo impacto de um corpo com velocidade de alguns quilômetros por segundo (Melosh, 1989) - Figura 2.2(b). Possuem diâmetro de poucos quilômetros e formato de uma tigela ou bacia, com perfil longitudinal aproximadamente parabólico (Melosh 1989). Essas estruturas são caracterizadas por duas relações geométricas principais: (i) a profundidade da cratera e a altura de sua borda são, respectivamente, iguais a 20% e 4% do diâmetro da estrutura e (ii) para um mesmo corpo impactante, o diâmetro da estrutura é inversamente proporcional à gravidade (Melosh, 1989).

A Barringer Crater (também conhecida como Meteor Crater) com aproximadamente



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 2.2: a) Imagem por microscópio eletrônico de varredura de uma microcratera de $30\mu\text{m}$ de diâmetro em rocha lunar, coletada pela missão Apollo II. b) Barringer Meteor Crater, uma cratera simples com, aproximadamente, 1Km de diâmetro no Estado do Arizona, EUA. c) Cratera Euler, uma cratera lunar complexa, com 25 km de diâmetro. Notar a presença de um núcleo central soerguido e terraços formados por falhas de colapso gravitacional. d) Visão oblíqua da bacia multi-anelar lunar Mare Orientale com 1.160 km de diâmetro. Notar os múltiplos anéis concêntricos em volta do núcleo da estrutura. Imagens reproduzidas de Melosh (1989).

1,18 km de diâmetro e 250 m de profundidade, localizada no Arizona (EUA), é a estrutura de impacto com maior quantidade de estudos geológicos, melhor exposição e melhor grau de preservação (Figura 2.2(b)). Estima-se que ela tenha se formado há 50.000 anos pelo impacto de um asteroide de Fe-Ni de 30 m de diâmetro (100.000 toneladas) a 20 km/s (Melosh, 1989; French, 1998; Pater & Lissauer, 2001).

Crateras complexas possuem diâmetros variando entre alguns quilômetros até dezenas de quilômetros, com aspectos morfológicos internos distintos de crateras do tipo simples. Sua morfologia interna é caracterizada por terraços de colapso gravitacional na borda e um núcleo central soerguido (*central uplift*) em relação ao seu assoalho achatado (Figura 2.2(c)).

O diâmetro mínimo a partir do qual ocorre a formação dos terraços de colapso gravitacional é inversamente proporcional ao valor da atração gravitacional do planeta. Deste modo, no planeta Mercúrio, com aproximadamente o dobro da gravidade da Lua, a transição de estruturas simples para complexas ocorre a partir de 7 km de diâmetro, ao passo que na Terra, com 6 vezes a gravidade lunar, a partir de 2 a 4 km (Melosh, 1989). Estudos indicam que o núcleo central soerguido é formado pela resposta isostática das rochas originalmente situadas bem abaixo do assoalho da cratera. Simulações numéricas indicam que estas rochas são soerguidas a partir de profundidades equivalentes a cerca de 8% do diâmetro final da cratera (Melosh, 1989).

Um exemplo típico de cratera lunar do tipo complexa é a cratera Euler na Lua (Figura 2.2(c)) com 25 km de diâmetro, na qual é possível observar o núcleo central soerguido, o assoalho achatado e os terraços de colapso gravitacional (Melosh, 1989).

Crateras lunares com diâmetros por volta de 140 km exibem todas as características de estruturas complexas, exceto pelo núcleo central soerguido, que é substituído por um arranjo circular interno concêntrico de elevações (Melosh, 1989). Estruturas com estas feições denominam-se crateras *peak-ring*, sendo reconhecidas na Lua, Marte e Mercúrio (French, 1998). Em todas as estruturas com estas características, o diâmetro do arranjo interno é de aproximadamente metade do diâmetro da cratera (Melosh, 1989).

Crateras do tipo bacias multi-anelares, como a Mare Orientale na Lua (Figura 2.2(d)), são as maiores estruturas de impacto de nosso sistema solar, com diâmetros da ordem de até alguns milhares de quilômetros. Essas crateras formaram-se pela colisão de corpos celestes de dezenas a centenas de quilômetros de diâmetro, ocorridos principalmente no início da formação do sistema solar, quando corpos dessas dimensões eram abundantes

e as colisões ocorriam com maior frequência (French, 1998). Para Melosh (1989) o processo de colapso gravitacional envolvido na formação de crateras complexas é também o responsável pelo aspecto multi-anelar, desenvolvido de forma concêntrica.

2.3 Processo de formação de crateras

O processo de formação de crateras de impacto é extremamente complexo e dinâmico, em que a ordem de grandeza da energia liberada e as deformações envolvidas excedem a percepção humana. Todo o conhecimento a respeito de tais estruturas é obtido pela integração de diversas áreas do conhecimento científico, entre elas os estudos teóricos e experimentais sobre a propagação de ondas de choque (*shock waves*), os experimentos de formação em laboratório de pequenas crateras e os estudos geológicos de grandes estruturas de impacto terrestres e extraterrestres (French, 1998).

Dada a complexidade de tais estruturas, muitos detalhes acerca de seu processo de formação ainda permanecem indefinidos. No entanto, sua formação pode ser dividida de forma didática em três estágios: contato e compressão; ejeção e escavação; e colapso e modificação (French, 1998) - Figura 2.3. Os eventos descritos a seguir são relativos a uma colisão perpendicular à superfície de um substrato-alvo.

O estágio de contato e compressão é aquele em que o corpo celeste entra em contato com o substrato-alvo (Figura 2.3a e 2.3b). A abrupta desaceleração do corpo celeste pela entrada e o atrito com a atmosfera transfere uma enorme quantidade de energia cinética ao substrato-alvo em um lapso de tempo extremamente reduzido, tendo como resultado a formação de uma zona de altíssimas pressões e temperaturas. No ponto de impacto há formação de um tipo característico de onda, denominadas de ondas de impacto, cuja propagação causa a deformação do alvo e a escavação de uma cavidade transiente, diversas vezes maior que o corpo celeste. A pressão atingida nesse estágio pode alcançar instantaneamente centenas de GPa, decaindo rapidamente a partir do ponto de impacto (Melosh, 1989). A passagem destas ondas pelas rochas-alvo produz deformações únicas

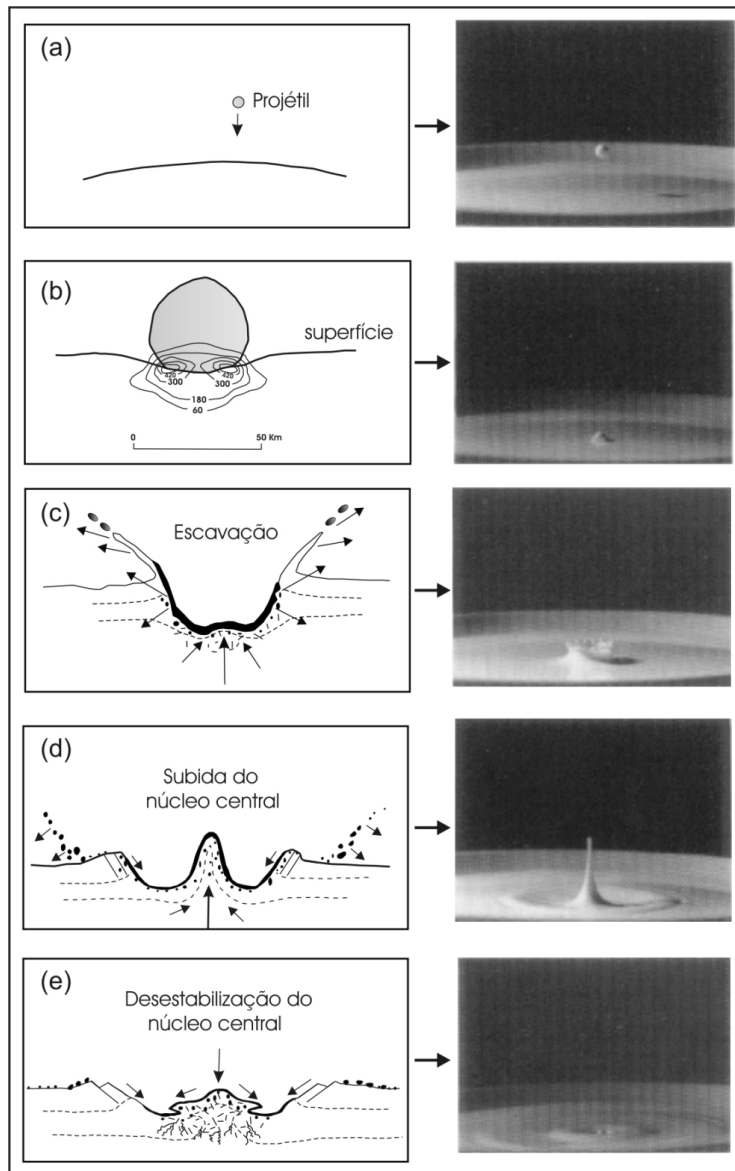


Figura 2.3: Representação esquemática de impacto de hipervelocidade. À direita, uma série de fotografias representando o impacto de uma gota de leite em uma mistura a 50/50 de leite e creme. a) Projétil em direção ao alvo. b) Estágio de contato e compressão. c) Estágio de escavação ou ejeção. d) Final do estágio de escavação, subida do núcleo central e começo do estágio de modificação. e) Final do estágio de modificação. Modificado de Collins & Turtle (2003) e Pater & Lissauer (2001)

e permanentes, que se formam em apenas dois tipos de eventos: explosões de artefatos nucleares e impactos de corpos celestes (French, 1998).

O estágio de ejeção ou escavação é caracterizado pela abertura da cratera devido à interação entre o projétil e o alvo (Figura 2.3b). Ao final do estágio de contato e compressão

o projétil é envolvido por um envelope de ondas de impacto que se expande rapidamente a partir do contato entre o projétil e o alvo (French, 1998). A reflexão e refração das ondas de impacto produzem ondas de rarefação que causam o intenso fraturamento, estilhaçamento e/ou vaporização da rocha alvo e do projétil impactante. A reflexão das ondas de impacto converte parte da energia inicial da colisão em energia cinética, de modo que diversos tipos de fragmentos dentro da cratera são ejetados a altas velocidades, da ordem de centenas de quilômetros por hora (French, 1998) - Figura 2.3c.

A ejeção produz um fluxo simétrico de material ao redor do centro da estrutura, ainda que a direção do fluxo de material varie dentro da rocha alvo (Figura 2.3c). Em níveis superiores o material é ejetado para fora da cratera e, nos níveis inferiores, move-se predominantemente para dentro da cratera. Estes dois tipos de movimentação de material proporcionam a forma de uma bacia ou tigela à cratera transiente. Ao final do estágio de ejeção ou escavação muitas crateras possuem diâmetro final entre 20 a 30 vezes maior que o diâmetro do projétil (French, 1998).

O estágio de modificação ocorre imediatamente após a cratera transiente ter atingido seu diâmetro máximo e passa a ser modificada em poucos minutos devido, principalmente, à atração gravitacional e ao comportamento reológico do alvo (Figura 2.3d e 2.3e). Em crateras do tipo complexa ocorre neste estágio a formação de um núcleo central (*central uplift*), devido à resposta isostática da crosta (French, 1998). No entanto, o processo de modificação também prossegue ao longo do tempo geológico, na forma de movimentação de massa, erosão e sedimentação da cratera (French, 1998).

Em crateras de impacto recentes e pouco erodidas, como a Meteor Crater, é possível identificar ainda a borda circular preservada e fragmentos de rochas e meteoritos ejetados. Na maioria das estruturas de impacto antigas e erodidas, denominadas astroblemas, essas características não são observadas, devido ao alto grau de erosão e a deformação imposta a essas estruturas, muito embora ainda possam estar preservados o núcleo central soerguido e brechas de impacto.

2.4 Metamorfismo de impacto

O reconhecimento de possíveis estruturas de impacto pode ocorrer por meio de: (i) utilização de imagens de sensores remotos (Garvin *et al.*, 1992); (ii) levantamentos geofísicos (Henkel, 1992; Hawke, 2003), principalmente no caso de estruturas não-aflorantes (Donofrio, 1998; Mazur, 1999); e (iii) investigações de campo para identificação de áreas com intensa e localizada deformação (falhas e fraturas anelares e ocorrência de brechas incomuns para a região) (French, 1998).

Na Terra, o reconhecimento de crateras de impacto dificilmente ocorre somente com base em características morfológicas, como ocorre nos planetas interiores e nos demais corpos sólidos do sistema solar. Processos de erosão, transporte e sedimentação, em conjunto com processos tectônicos, tendem a obliterar as principais características morfológicas de estruturas de impacto terrestres com o passar do tempo geológico (Koeberl, 2004).

A associação de uma possível estrutura a processos de impacto de corpos celestes ocorre se, e somente se, for verificada a presença específica de material meteorítico, de assinaturas geoquímicas e/ou de feições de metamorfismo de impacto nas rochas. Até o presente momento não há outro critério geológico para distinguir estruturas de impacto terrestres de crateras de explosões vulcânicas, intrusões plutônicas e domos salinos.

A alta taxa de deformação causada pela passagem das ondas de impacto origina feições em rochas e minerais que são distintas de qualquer outro tipo de processo geológico (Melosh, 1989; Stöffler & Langenhorst, 1994; French, 1998). O metamorfismo de impacto é um tipo de metamorfismo cujas feições são originadas por processos decorrentes da passagem das ondas de impacto no substrato-alvo (NADM-SLTT, 2004). As elevadas quantidades de energia, temperatura e pressão resultantes são suficientes para fundir e vaporizar tanto o projétil quanto o alvo (French, 1998) - Figura 2.4. Os critérios para associar a origem de estruturas circulares terrestres a eventos de impacto incluem:

- a existência de fragmentos de meteoritos preservados, especialmente nas estruturas com idades de até algumas dezenas de milhares de anos (French, 1998);
- a presença de feições de metamorfismo de impacto em rochas (*shatter cone*) (Dietz, 1960; French, 2004) e minerais (PDF - *planar deformation features* e quartzo diaplético) (Carter, 1965; Stöffler & Langenhorst, 1994; Grieve *et al.*, 1996) - Figura 2.4;
- ocorrência de polimorfos de sílica (SiO_2) de alta pressão (coesita e estishovita) nas rochas do interior da estrutura (Chao *et al.*, 1960; Chao *et al.*, 1962);
- existência de anomalias geoquímicas de elementos siderófilos como irídio e outros metais do grupo da platina (Alvarez *et al.*, 1980; Gostin *et al.*, 1989).

Shatter cone são estruturas macroscópicas tridimensionais com aspecto estriado e formato de cones agregados (Gibson & Spray, 1997) - Figura 2.5(a) e 2.5(b). Em geral, estão associados a regimes de pressões de 2 a 10 GPa e se desenvolvem melhor em rochas relativamente homogêneas de granulação fina, tais como carbonatos. Modelos numéricos, propostos por Sagy *et al.* (2002) e Baratoux & Melosh (2003) indicam que as estrias e o aspecto cônico dessas estruturas se devem à interação das frentes de propagação das ondas de impacto com heterogeneidades presentes na rocha e ao longo de pequenas fraturas.

Um dos tipos mais comuns de deformação por metamorfismo de impacto em minerais são conjuntos de feições planares microscópicas (PDFs), em geral segundo planos cristalinos específicos (French, 1998). Embora estas feições sejam reconhecidas em zircões, feldspatos e outros minerais, o quartzo é o mineral com a maior quantidade de estudos quanto ao seu comportamento sob condições de pressão e temperatura para a formação de PDFs (Figura 2.5(c) e 2.5(d)).

Os estágios de deformação em quartzo, segundo as pressões atingidas no evento de colisão, podem ser agrupados em quatro principais intervalos (Tabela 2.1):

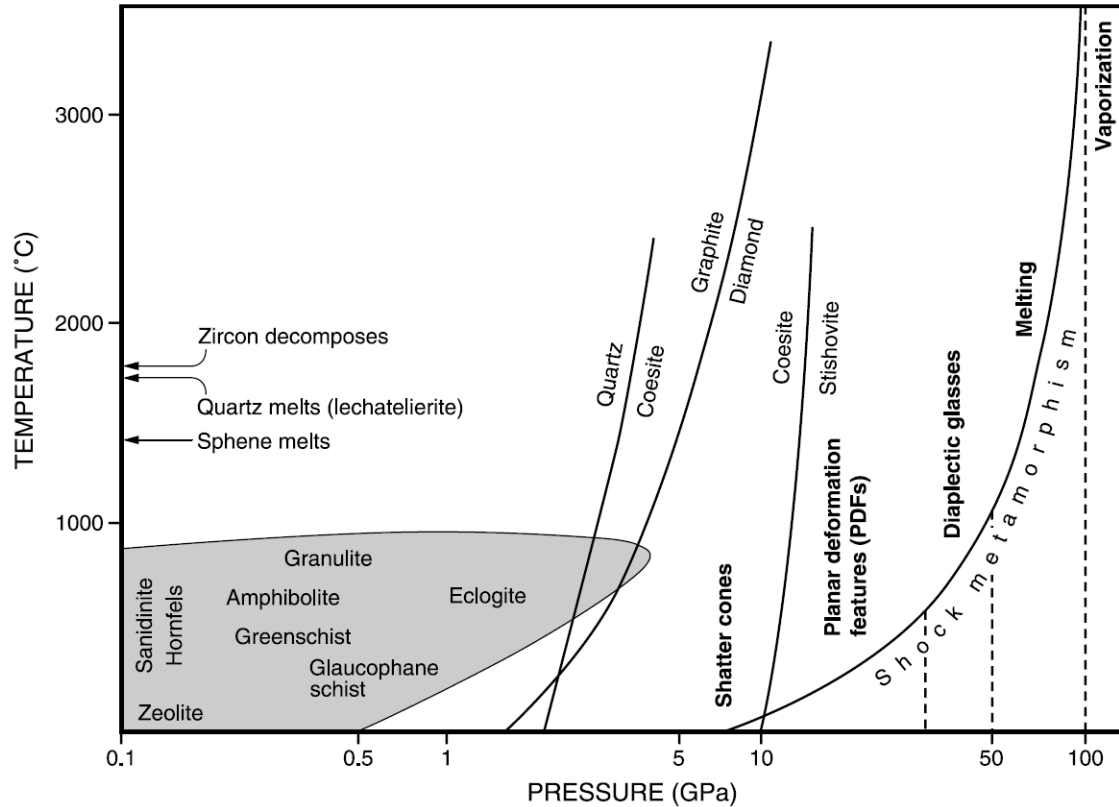


Figura 2.4: Condições de pressão (P em GPa - notar que a abscissa está em escala logarítma) e temperatura (T em °C) no metamorfismo de impacto e em demais fácies metamórficas (French, 1998). A área em cor cinza, entre $P < 5$ GPa e $T < 1000$ °C, indica os limites de metamorfismo em condições crustais. As curvas de estabilidade para os polimorfos de sílica (quartzo, coesita e estishovita) e carbono (grafite e diamante) são para condições de equilíbrio estático.

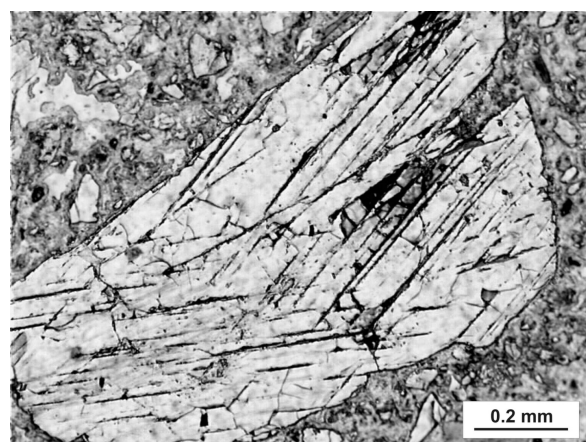
- **Baixas** (5 a 10 GPa), caracterizado pela formação de PFs (*planar fractures*), em geral orientadas segundo (0001), com espaçamento entre os planos de 15 a 20 μm (French, 1998; Grieve *et al.*, 1996);
- **Intermediárias** (10 a 35 GPa), caracterizadas pela formação de PDFs (*planar deformation features*) (Figura 2.5(c)) e 2.5(d)), com espaçamento entre os planos de 2 a 10 μm ; formação de polimorfos de quartzo (estishovita e coesita) (Chao *et al.*, 1960; Chao *et al.*, 1962);
- **Extremas** (35 e 50 GPa), caracterizada pela formação de fase amorfa do quartzo,



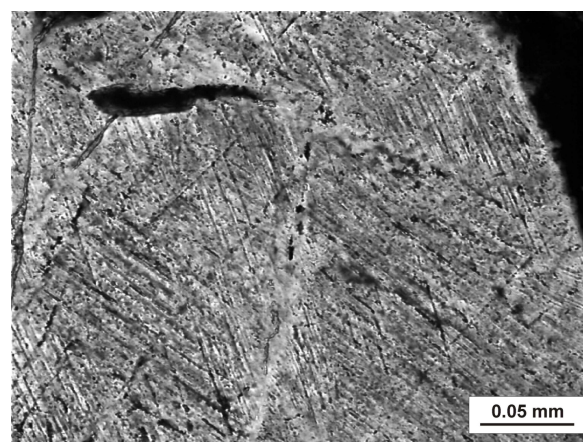
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 2.5: a) *Shatter cone* em siltitos da Formação Furnas, astroblema Domo de Araguainha. Notar o fragmento com molde e contra molde e a presença das estrias ao longo das superfícies côncava e convexas da estrutura (Foto: C. Kazzuo-Vieira. Amostra da coleção do Dr. Alvaro P. Crósta). b) *Shatter cone* em quartzitos Maraisburg, astroblema de Vredefort (Gibson & Reimold, 2001). c) Dois conjuntos de PDFs (*planar deformation features*) em grão de quartzo, em brechas do astroblema de Ries (Fotomicrografia: C. Kazzuo-Vieira. Amostra da coleção do Dr. Alvaro P. Crósta). d) PDFs com três direções em quartzo, em granito brechado, do astroblema Domo de Araguainha (Fotomicrografia: C. Kazzuo-Vieira. Amostra da coleção do Dr. Alvaro P. Crósta).

conhecida como vidro diaplético, cuja estrutura retém ainda a forma de seu estado cristalino pretérito (Stöffler & Langenhorst, 1994);

- Maiores que 50 GPa, caracterizadas pela formação de lechatelierita (sílica fundida com estrutura fluidal) (Stöffler & Langenhorst, 1994).

Segundo Stöffler & Langenhorst (1994), os PDFs são lamelas de material amorfo formados para acomodar a compressão da passagem da onda de impacto na estrutura cristalina do quartzo. O quartzo diaplético é formado quando a temperatura no interior dos PDFs (T_C - temperatura de compressão) excede a temperatura de fusão do quartzo (T_F), sem que a temperatura na descompressão (T_D) esteja acima de T_F . Em outras palavras, não há uma destruição completa da estrutura cristalina do mineral. A lechatelierita, por sua vez, é formada quando T_C e T_D estão acima da T_F do quartzo durante a descompressão.

A coesita, embora esteja associada a eventos de impacto, pode também ser encontrada na forma de microinclusões em granadas (Carswell *et al.*, 2003). Por sua vez, a ocorrência superficial de estishovita está, até o momento, associada somente a crateras de impacto (Stöffler & Langenhorst, 1994; French, 1998).

As rochas formadas pelo metamorfismo de impacto exibem evidências de deformação por impacto, tais como PDFs no interior de grãos minerais ou *shatter cones* (Stöffler & Grieve, 2001). A nomenclatura das rochas formadas por processos de impacto tem sido motivo de discussão em tempos recentes, em função da diversidade de nomes que tem historicamente sido empregada na descrição das mesmas. Algumas definições de classificação de rochas formadas por metamorfismo de impacto foram estabelecidas pelo North American Geologic-Map Data Model Steering Committee - Science Language for Composite-Genesis Materials (NADM-SLTT, 2004).

Stöffler & Grieve (2001) subdividiram em três grandes grupos as rochas formadas pelo metamorfismo de impacto: (i) rochas sujeitas a choque (*shocked rock*); (ii) rochas com material fundido por impacto (*impact melt rocks*); (iii) brechas de impacto (melt-fragment breccia e melt-matrix breccia). Esta classificação baseou-se nos critérios descritivos como textura, presença de feições de metamorfismo de impacto e presença de fragmentos líticos.

Segundo essa definição, as rochas sujeitas a choque possuem evidências inequívocas de feições de metamorfismo de impacto, sem que estejam brechadas ou contenham material fundido. As rochas com material fundido por impacto são cristalinas, parcialmente

Tabela 2.1: Conjunto de feições de metamorfismo de impacto em quartzo. Modificado de Stöffler & Langenhorst (1994) e French (1998).

Estágio de deformação	Conjunto de PFs e PDFs		Propriedades ópticas do quartzo
	Característicos	Adicionais	
Muito fraco 5 - 10 GPa ($< 100^{\circ}\text{C}$)	PF: (0001)	PF: rara ocorrência de $\{10\bar{1}1\}$ PDF: nenhum	normal
Fraco 10 - 12 GPa (100 - 150 $^{\circ}\text{C}$)	PDF: $\{10\bar{1}3\}$	PFs: $\{10\bar{1}1\}$, (0001) PDFs: rara ocorrência	normal
Moderado 12 - 20 GPa (150 - 170 $^{\circ}\text{C}$)	PDF: $\{10\bar{1}3\}$	PFs: $\{10\bar{1}1\}$ e rara ocorrência de (0001) PDFs: $\{11\bar{2}1\}$, $\{11\bar{2}2\}$, (0001) $\{10\bar{1}0\}$ com $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{51\bar{6}1\}$	normal ou com o índice de refração (n) levemente reduzido; ocorrência de estishovita
Forte 20 - 25 GPa (170 - 275 $^{\circ}\text{C}$)	PDF: $\{10\bar{1}2\}$ $\{10\bar{1}3\}$	PFs: rara ou ausentes PDFs: $\{11\bar{2}1\}$, $\{11\bar{2}2\}$, (0001), $\{10\bar{1}0\}$ com $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{21\bar{3}1\}$, $\{51\bar{6}1\}$	$1.546 < n < 1.48$
Muito Forte 25 - 35 GPa (275 - 300 $^{\circ}\text{C}$)	PDF: $\{10\bar{1}2\}$ $\{10\bar{1}3\}$	PDF: rara ocorrência	$n < 1.48$ com \pm quartzo diaplético; ocorrência de coesita
Extremo 35 - 50 GPa (300 - 900 $^{\circ}\text{C}$)	Nenhum	Nenhum	quartzo diaplético com $1.468 < n < 1.461$
Fusão > 50 GPa (900 - 1500 $^{\circ}\text{C}$)	Nenhum	Nenhum	Ocorrência de lechatelierita com $1.460 < n < 1.458$

vítreas ou vítreas. Estes litotipos possuem pelo menos 50% de seu volume constituído por material fundido, o restante é composto por fragmentos não-fundidos (Figura 2.6a, 2.6b, 2.6c).

As brechas de impacto devem possuir feições inequívocas de metamorfismo de impacto e são subdivididas em três tipos: (i) suevito - brecha cujo conteúdo de material vítreo é inferior a 50% em volume - Figura 2.6d; (ii) brecha polimítica - formada por fragmentos de diferentes composições litológicas com ausência de material vítreo; (iii) brecha monomítica - formada por fragmentos de mesma composição, com ausência de material vítreo. As

brechas em geral podem ocorrer nos arredores de crateras de impacto, ou em seu interior, depositadas em seu assoalho ou preenchendo fraturas nas rochas do embasamento das crateras (Stöffler & Grieve, 2001).

A formação dessas rochas pelo impacto é complicado devido aos processos que poderiam gerá-las nos diversos estágios de formação da cratera de impacto. As brechas poderiam se formar no estágio de expansão das ondas de choque ou naquele de modificação onde há formação do núcleo soerguido e a desestabilização das bordas da estrutura (French, 1998). Não menos complicado é a ocorrência de material fundido nas diversas porções da cratera. O material fundido gerado nos estágios iniciais da estrutura de impacto pode ser (i) injetado e distribuído no interior das rochas deformadas no assoalho da cratera; (ii) gerado por fricção na remobilização dos grandes volumes

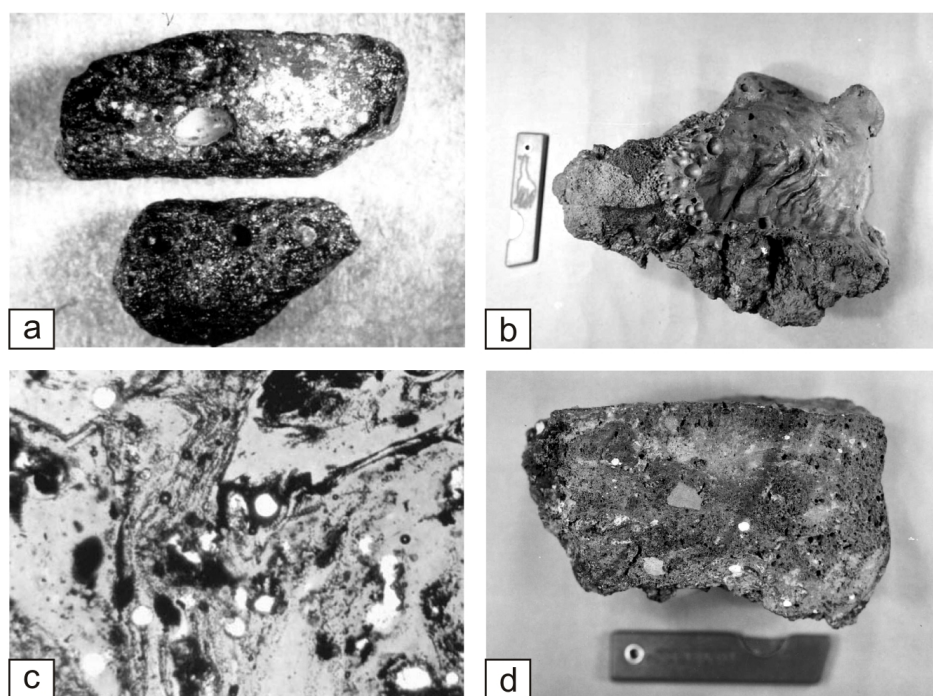


Figura 2.6: a) Vidro de impacto (tektito) proveniente do material ejetado de Lonar Lake (Índia) (Osae *et al.*, 2005). Comprimento maior da imagem igual a 7 mm. b) Vidro de impacto com textura de fluxo em superfície e interior vesicular (Lonar Lake) (Osae *et al.*, 2005). Escala igual a 16 cm. c) Lâmina do vidro de impacto ilustrado em b). Notar a textura de fluxo dada pela alternância de níveis de material fundido com níveis ricos em magnetita (Osae *et al.*, 2005). Nicóis //. Comprimento maior da imagem igual a 120 μm . d) Amostra de suevite (Lonar Lake). Notar os fragmentos de angulosos de basaltos imersos em uma matriz parcialmente vítrea (Osae *et al.*, 2005). Escala igual a 7 mm.

de rochas no processo de formação do núcleo soerguido ou na desestabilização das bordas da cratera; ou (iii) gerado pela fusão *in situ* do material por meio do processo denominado *flash replacement melting* (Dressler & Reimold, 2004).

A essa classificação proposta por Stöffler & Grieve (2001), o NADM-SLTT (2004) acrescenta a definição do termo “pseudotaquilito”, como sendo o material vítreo afanítico presente em veios ou diques associados a zonas de falhas ou crateras de impacto (Figura 2.7a e 2.7b). O pseudotaquilito de impacto é caracterizado pela grande quantidade de fragmentos líticos presentes em uma matriz vítrea (Figura 2.7c). Segundo o NADM-SLTT (2004) os primeiros pseudotaquilitos de impacto foram descritos em Vredefort (África do Sul) por Shand (1916 apud Reimold 1995), onde foram classificados inicialmente como cataclasitos. Reimold (1995; 1998) empregou o termo “brechas pseudotaquilíticas” para a designação de corpos maciços de pseudotaquilitos.

Os pseudotaquilitos podem ocorrer em conjunto com grandes blocos brechas polimíticas ou monomíticas na forma de diques, veios ou blocos maciços. Assim, a depender do estado de alteração desses litotipos, é possível que haja dificuldades na individualização dos corpos de pseudotaquilitos das brechas (Figura 2.7d).

Spray (1995) e Reimold (1995; 1998) interpretaram a formação de pseudotaquilitos em crateras de impacto como uma combinação dos processos de cominuição e de fusão por fricção, em conjunto com a fusão devido à energia transferida pelo impacto. Experimentos de fusão por fricção em amostras do granito Westerley permitiram subdividir o processo de formação do pseudotaquilito em cinco etapas: (i) fraturamento; (ii) cominuição progressiva; (iii) fusão na superfície dos minerais pulverizados; (iv) adesão consecutiva dessas superfícies fundidas; (v) produção da brecha com matriz fundida (Spray, 1995). Assim, segundo esse autor, os processos de cominuição e fusão são complementares na formação do pseudotaquilito.

Dressler & Reimold (2004) estudaram os principais corpos de pseudotaquilitos presentes nos assoalhos das crateras de Vredefort (África do Sul), Morokweng (África do Sul), Ries (Alemanha), Sudbury (Canadá), Slate Island (Canadá), Manicouagan (Canadá),

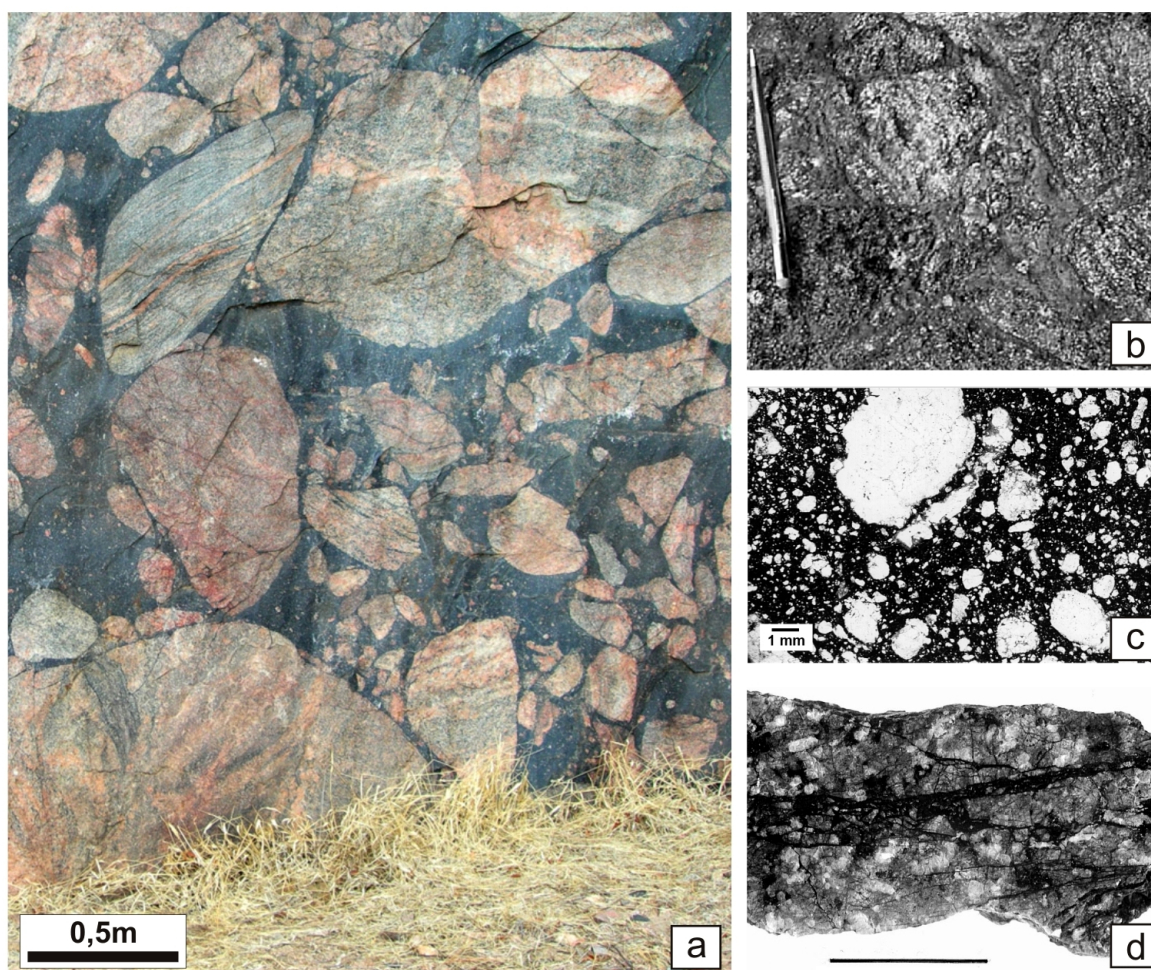


Figura 2.7: a) Pseudotaquilito de gnaiss granítico de Vredefort (África do Sul). Os fragmentos arredondados de gnaisses, com dimensões desde poucos centímetros a alguns metros, estão imersos em uma densa matriz escura e possuem uma rotação relativa entre si. Foto: cortesia Dr. Álvaro Penteado Crosta. b) Pseudotaquilito proveniente da estrutura de impacto de Manicouagam (Canadá). Notar que uma rede de veios de pseudotaquilitos individualiza fragmentos de gnaiss (Dressler & Reimold, 2004). c) Lâmina de pseudotaquilito proveniente de Vredefort (África do Sul). Notar que os fragmentos de gnaiss granítico caracterizam-se por bordos irregulares, porém sem qualquer tipo de deformação, em um contato gradacional com a matriz. A matriz é vítrea e afanítica, sem qualquer indicação de estruturas de fluxo (French, 1998). Nicóis //. d) Amostra de brecha, interpretada como monomítica, proveniente da estrutura de impacto Pretoria Saltpan ou Tswaing (África do Sul). Macroscopicamente é impossível classificá-la como um pseudotaquilito ou um cataclasito. Em lâmina identificou-se que o conteúdo da matriz presente nos veios foi substituído por óxidos de manganês e ferro (Reimold, 1998). Segundo Reimold (1998) atividade hidrotermal, associada a alteração e impregnação das brechas, pode ser encontrada em estruturas de impacto. Escala 5cm.

Haughton (Canadá). Esses autores observaram que os diques de pseudotaquilitos possuem uma distribuição e orientação aleatória, notaram também que a rede anastomosada de finos veios de pseudotaquilitos parece ter sua origem a partir desses diques.

A formação dos pseudotaquilitos nos assoalhos de crateras é interpretada como o resultado de uma transferência explosiva de energia termal, em um processo denominado *flash replacement melting* (Dressler & Reimold, 2004). Neste processo a fusão do material pulverulento ocorreria *in situ* sem que houvesse fusão por fricção ou injeção de material fundido (Figura 2.7b). No entanto, eles não desconsideram que o material fundido possa fluir, uma vez que delicadas laminações de fluxo foram encontradas em pseudotaquilitos de Vredefort e Sudbury.

Dressler & Reimold (2004) notaram que, em meio ao particulado fino, presente nas brechas Witwatersrand (Vredefort), ocorrem de forma localizada delicadas porções de material fundido, com um contato transicional com a matriz particulada. Segundo eles, essas brechas Witwatersrand podem ser consideradas como análogas aos grandes corpos maciços de pseudotaquilitos (brechas pseudotaquilíticas) encontrados em Sudbury.

2.5 Dados de sensores remotos e geofísicos

A caracterização de estruturas de impacto na superfície terrestre não pode prescindir do uso de dados de sensores remotos e geofísicos. Devido à sua capacidade de visão sinótica e em sua habilidade de registrar em detalhes as principais características macro e micro-morfológicas dos terrenos, sua utilização é essencial nas etapas iniciais do trabalho, o qual envolve o reconhecimento de possíveis crateras de impacto e a caracterização do arcabouço estrutural regional e local.

No entanto, na Terra o reconhecimento de estruturas formadas por eventos de colisões de corpo celestes dificilmente ocorre somente com base apenas em características morfológicas, como nos planetas interiores e em demais corpos sólidos do sistema solar.

Processos erosivos e sedimentares, em conjunto com a dinâmica das placas tectônicas, podem obliterar e eliminar a presença das crateras de impacto terrestres com o passar do tempo geológico (Koeberl, 2004).

Em geral, crateras de impacto podem estar associadas a algum tipo de anomalia geofísica circular. Tais anomalias não são consideradas um critério diagnóstico de estruturas de impacto, uma vez que um amplo espectro de processos geológicos pode originá-las também. No entanto, dados geofísicos que indiquem a presença de uma anomalia circular podem ser utilizados, primeiro, como um critério indicativo de uma possível cratera de impacto e, segundo, para a caracterização bi e tridimensional dessa estrutura.

Segundo Henkel (1992) e Pilkington & Grieve (1992) diversas crateras do tipo simples apresentam anomalia Bouguer negativa, devido às rochas em seu interior estarem em sua maioria brechadas e fraturadas (menor densidade) em relação àquelas não afetadas pelo processo de impacto. Em crateras complexas ou multi-anelares, como a de Chicxulub (Golfo do México), a presença de rochas de maior densidade soerguidas no núcleo da estrutura pode atenuar a anomalia Bouguer negativa ou até mesmo torná-la positiva (Figura 2.8).

Anomalias magnéticas circulares positivas ou negativas podem ocorrer em crateras de impacto (Figura 2.9a), devido à: (i) presença de lentes de material fundido no assoalho da estrutura, (ii) formação e concentração de minerais magnéticos devido à alteração hidrotermal após o processo de formação da cratera, (iii) interrupção da continuidade espacial e alteração do mergulho de um horizonte magnético devido aos processos de impacto, o que induziria a formação de altos magnéticos alinhados; e (iv) preenchimento da cratera por sedimentos magnéticos após a formação da estrutura (Hawke, 2003) - Figura 2.9b. Um exemplo de astroblema brasileiro com anomalia magnética é a estrutura de Serra da Cangalha (MA). A assinatura desta estrutura é caracterizada por um núcleo central soerguido com alto magnético circunscrito por um anel de baixo sinal magnético (Adepelumi *et al.*, 2005a).

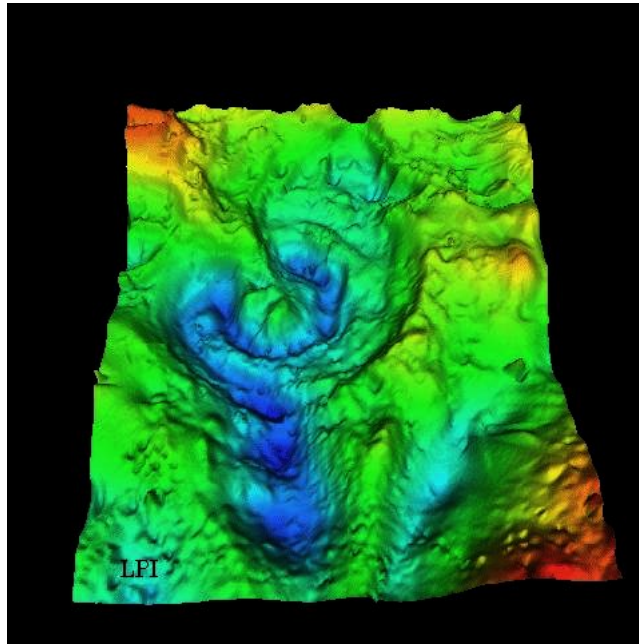


Figura 2.8: Anomalia gravimétrica da cratera de Chicxulub (Sharpton *et al.*, 1993). Notar a anomalia Bouguer positiva no centro da estrutura.

A continuação para cima dos dados magnéticos da estrutura de Yallalie (Austrália) indicam que as estruturas magnéticas responsáveis pelas anomalias circulares perdem definição em profundidade, indicando que as anomalias referentes a estrutura de impacto possuem uma expressão crustal rasa (Hawke, 2004) - Figura 2.9c.

A sísmica de reflexão 2D e 3D em crateras de impacto fornece, em geral, a possibilidade de correlação das informações em superfície e em profundidade. O conjunto de dados geométricos da estrutura em profundidade é utilizado para o refinamento de modelos numéricos de formação e deformação dessas estruturas. No entanto, o interesse pela caracterização sísmica de crateras de impacto localizadas em bacias sedimentares transcende os interesses acadêmicos, pelo fato delas serem potenciais reservatórios de óleo e gás (Donofrio, 1998).

Correia *et al.* (2005) identificaram a possível estrutura de impacto de Praia Grande (SP) na Bacia de Santos (Figura 2.10a). A estrutura de Praia Grande possui 20 km de diâmetro e está soterrada a uma profundidade de 5.000 m, em uma lâmina d'água de aproximadamente 150 m (Figura 2.10b). No presente momento, a estrutura de Praia

Grande é o único exemplo brasileiro de uma possível estrutura de impacto na margem continental, com trabalhos para exploração de óleo e gás (Figura 2.10c). Com base em

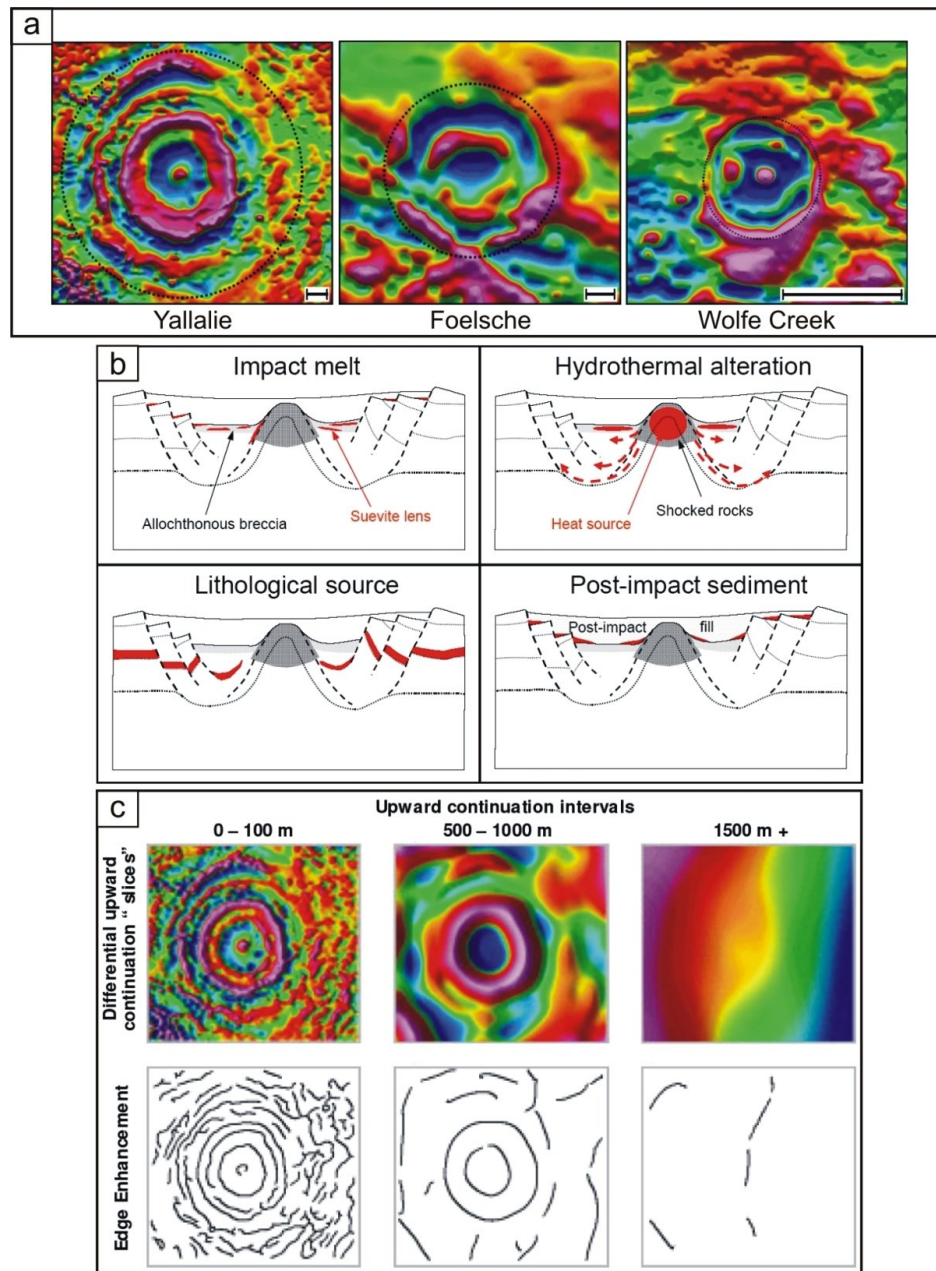


Figura 2.9: a) Anomalia magnética circular presente nas crateras australianas de Yallalie, 12km de diâmetro, Foelsche, 6 km, e Wolfe Creek, 880 m, (Hawke, 2003). Escala gráfica igual a 1 km. b) Possíveis origens para as anomalias magnéticas em crateras de impacto (Hawke, 2003). c) Continuação para cima para a cratera de Yallalie indicando uma perda de definição da anomalia em profundidade (Hawke, 2004).

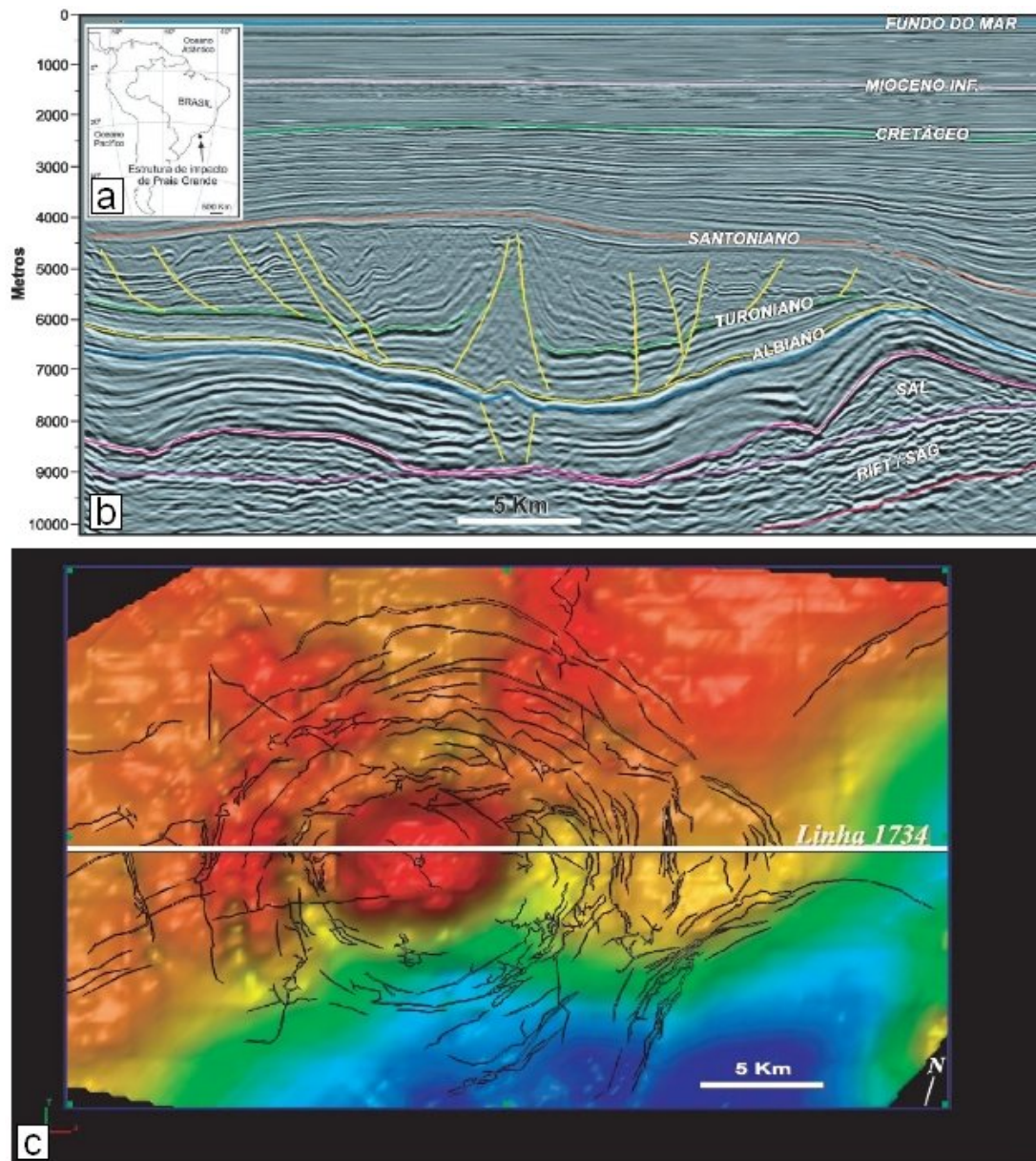


Figura 2.10: a) Mapa de localização da possível estrutura de impacto de Praia Grande (SP), Bacia de Santos. b) Linha sísmica 1734, em profundidade, ilustrando o arcabouço estrutural de Praia Grande. c) Mapa estrutural em tempo do Santoniano. Notar a expressão das falhas normais nesse intervalo. Fonte: Correia *et al.* (2005).

dados sísmicos 3D, esses autores identificaram que a deformação presente na estrutura ocorre em rochas sedimentares do Santoniano (Cretáceo Superior) - Figura 2.10b.

Hawke (2004) mostra um exemplo típico de caracterização sísmica da cratera

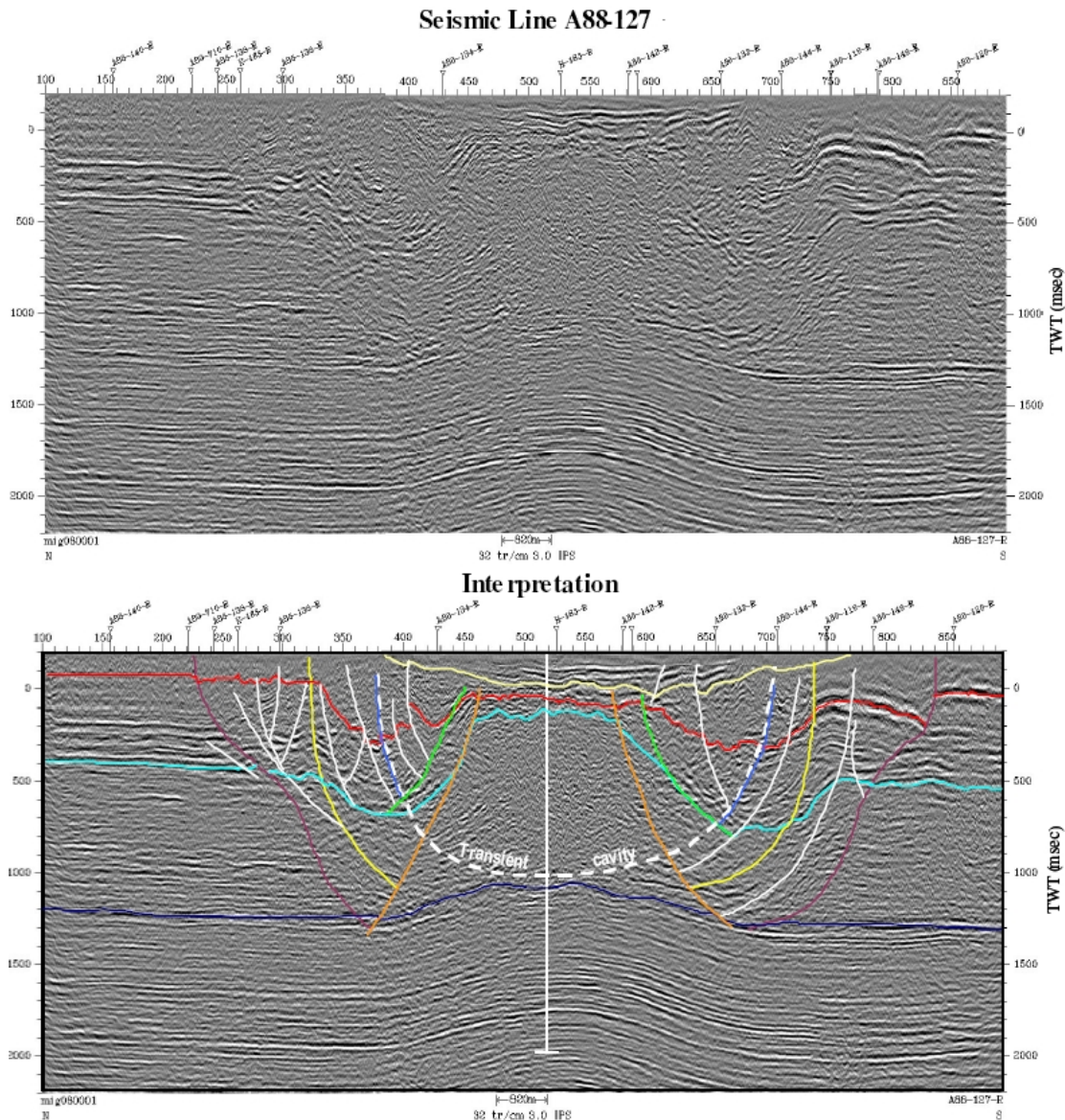


Figura 2.11: Interpretação sísmica 2D em tempo da cratera de Yallalie (Austrália). Devido a boa qualidade de imageamento dos dados sísmicos foi possível identificar os marcadores na bacia de Perth, deformados pelo processo de formação da cratera, e também caracterizar as principais estruturas em subsuperfície (Hawke, 2004).

de Yallalie (Austrália), cuja interpretação possibilitou identificar a presença do núcleo soerguido e as falhas de colapso gravitacional nas bordas da estrutura (Figura 2.11).

CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Introdução

Paiva Filho *et al.* (1978), com base em imagens de radar do projeto RADAMBRASIL, foram os primeiros a apontar a presença de uma estrutura circular no município de Vargeão (SC), à qual denominaram “Domo de Vargeão”. Estes autores elaboraram o primeiro esboço geológico-estrutural da estrutura (Figura 3.1), na qual se destacam: (i) uma sucessão de quatro derrames vulcânicos nas suas bordas norte e leste (ii) a ocorrência em superfície de corpos de arenitos no seu interior, atribuídos à formação Botucatu e/ou Pirambóia, (iii) o padrão anelar-radial de fraturas com mergulho concêntrico para o interior do domo e (iv) ocorrência de dois lineamentos paralelos, com orientação NE-SW, que se estendem regionalmente e são interrompidos na borda NE da estrutura.

A presença anômala dos arenitos Botucatu e/ou Pirambóia em superfície, que nessa porção da Bacia encontram-se a 980 m abaixo das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, foi apontada por esses autores como evidência da existência de uma “janela estratigráfica”. Sua origem foi relacionada a uma possível intrusão alcalina sub-aflorante do Cretáceo, similar às de Lajes e Anitápolis, também no Estado de Santa Catarina.

Barbour & Corrêa (1981) realizaram levantamentos geológicos de detalhe no Domo de Vargeão, com o objetivo de subsidiar atividades de prospecção de petróleo e gás. Em concordância com Paiva Filho *et al.* (1978), identificaram os mesmos quatro derrames vulcânicos, apontando a natureza basáltica dos três derrames inferiores e a composição ácida do derrame superior, classificado por eles como quartzo-latito pórfiro (Figura 3.2).

Os corpos de arenitos na parte central da depressão foram delimitados por falhas e dispostos de forma circular e radial (Figura 3.3a e 3.3b). As feições anelares próximo à

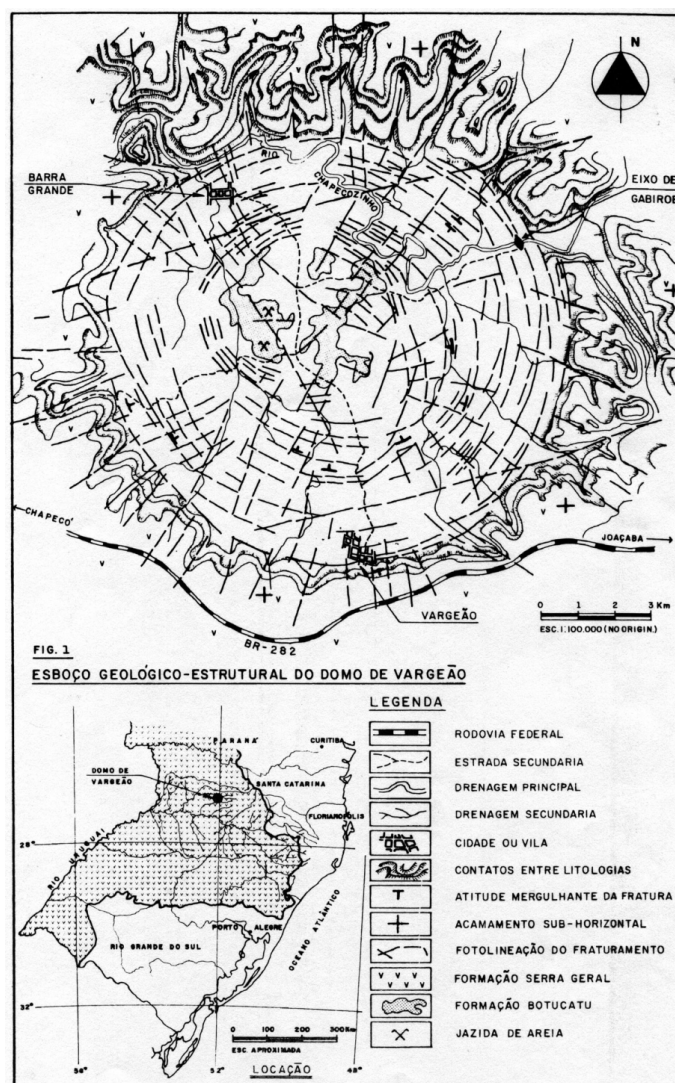


Figura 3.1: Esboço geológico e estrutural do Domo de Vargeão (Paiva Filho *et al.*, 1978). Notar na estrutura a presença (i) de quatro sucessões de derrames em sua parte norte, (ii) de corpos de arenitos em seu núcleo, e (iii) de um padrão anelar-radial concêntrico de estruturas com mergulho em direção ao interior da estrutura.

borda externa foram interpretadas como falhas normais, as quais delimitariam grandes blocos de quartzo-latito pórfiro basculados para o interior da estrutura. Barbour & Corrêa (op. cit.) notaram ainda a presença de brechas no interior da estrutura, que foram por eles consideradas como de origem tectônica, relacionadas ao mesmo evento responsável pelo soerguimento dos arenitos e pela instalação das falhas normais (Figura 3.3a).

Para a origem do Domo de Vargeão, Barbour & Corrêa (op. cit.) relacionaram quatro

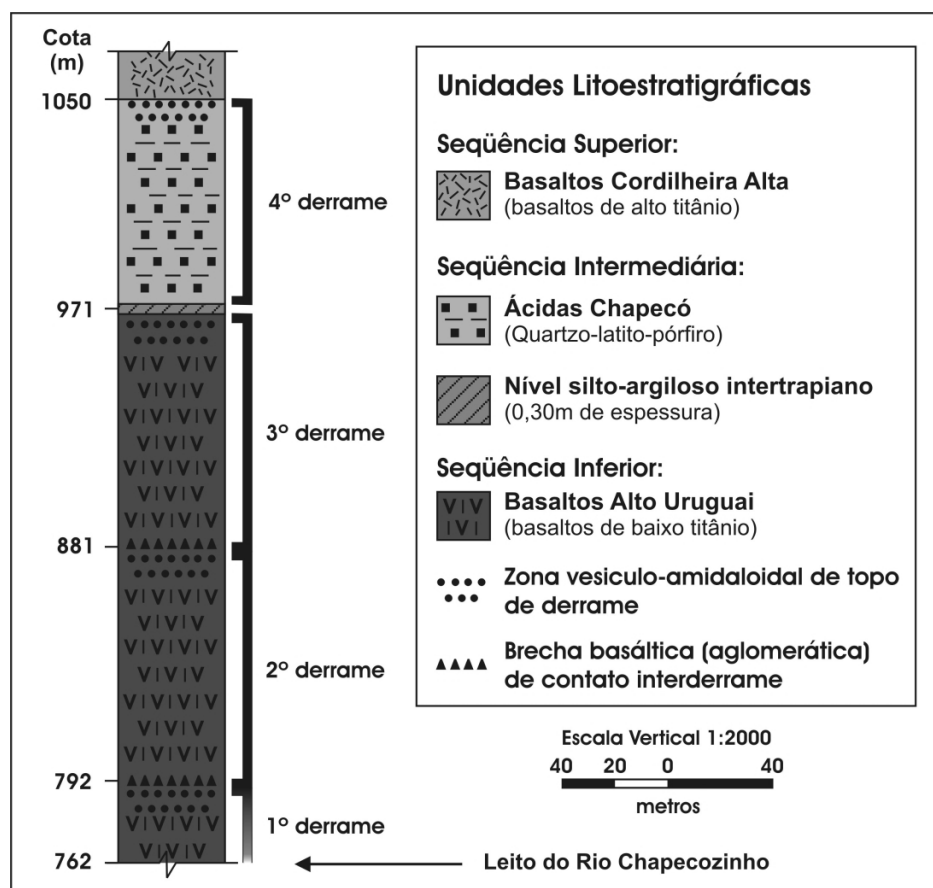


Figura 3.2: Diagrama estratigráfico da borda norte do Domo de Vargeão segundo Barbour & Corrêa (1981), modificada apenas quando as subdivisões das unidades da Fm. Serra Geral, que foram padronizadas segundo a terminologia adotada pelo PROESC (Freitas *et al.*, 1981). Um quinto derrame pertencente a unidade Basaltos Cordilheira Alta é encontrado fora dos limites da estrutura de Vargeão, sobrepostos a Ácidas Chapecó.

hipóteses alternativas: falhamentos verticais, explosão criptovulcânica (por escape de gases ou pelo impacto de um corpo celeste), explosão de caldeira vulcânica ou intrusão alcalina.

As similaridades morfológicas entre o Domo de Vargeão e outros astroblemas, inclusive o Domo de Araguainha, à época o único astroblema comprovado no Brasil (Crósta, 1982a), foram discutidas por Crósta (1982b) e Crósta (1987). Este autor apontou a possível origem por impacto das brechas do interior da estrutura.

Paiva Filho (2000), em seu estudo da estratigrafia da unidade Ácidas Chapecó na região oeste do Estado de Santa Catarina, também considerou parte das brechas do

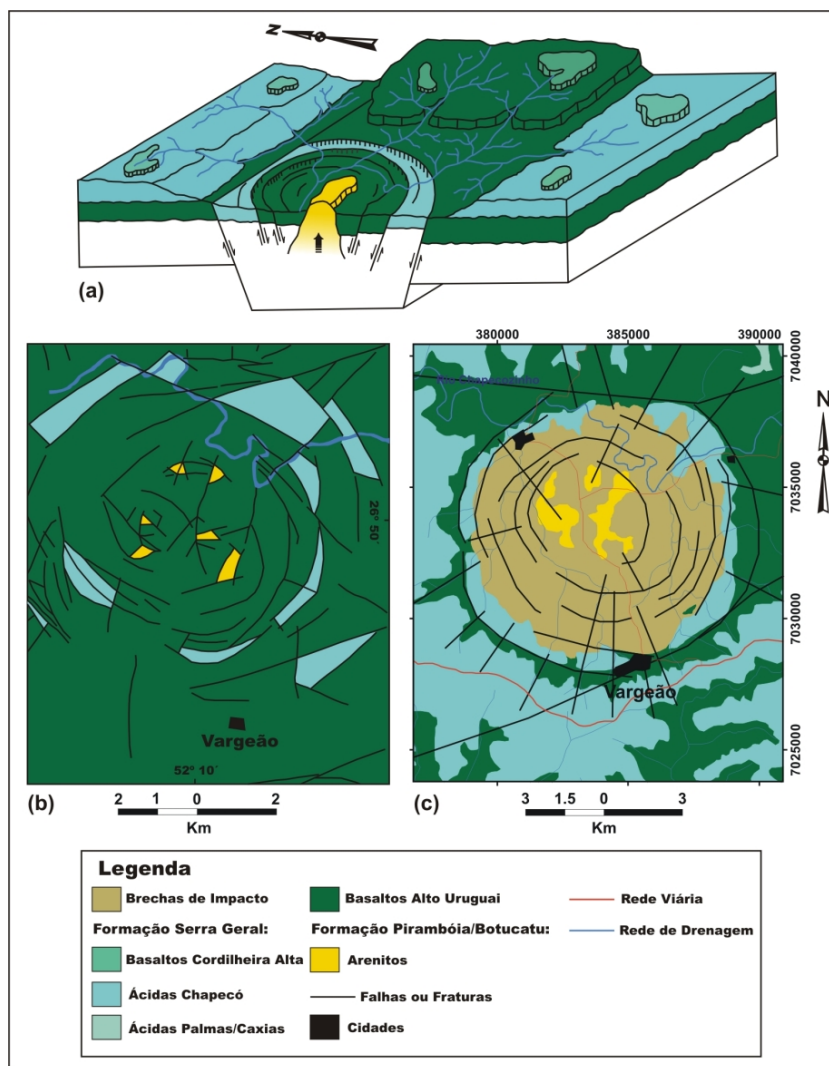


Figura 3.3: a) Bloco diagrama esquemático proposto por Barbour & Corrêa (1981), no qual estão representadas as principais feições estruturais do Domo de Vargeão. Na interpretação desses autores, o abatimento dos quartzo-latito pórfiros e a ascensão dos arenitos são atribuídos a um único evento. b) Mapa geológico segundo Barbour & Corrêa (op. cit.), no qual os arenitos ocorrem como blocos limitados por falhas e arranjados de forma circular. c) Mapa geológico proposto por Paiva Filho (2000) e o colar de quartzo-latito pórfiros abatido no interior da estrutura.

interior do Domo como sendo decorrentes de fenômeno de impacto. Ele interpretou os quartzo-latito pórfiros abatidos no interior da estrutura como pertencentes a um único derrame (Figura 3.3c), com extensão maior que aquela constante no mapa de Barbour & Corrêa (op. cit.) - Figura 3.3b.

Hachiro *et al.* (1993) apresentaram evidências para a origem por impacto do Domo, incluindo a ocorrência de feições de metamorfismo de impacto em amostras de arenitos.

Nos arenitos foram identificadas feições de deformação planar (PDFs) em grãos de quartzo, com direções cristalográficas segundo os planos (0001), $\{10\bar{1}3\}$ e $\{10\bar{1}2\}$.

Em análise detalhada das ocorrências de arenitos, Kazzuo-Vieira (2003), Kazzuo-Vieira *et al.* (2004) e Crósta *et al.* (2005) identificaram ocorrências de shatter cones no interior do Domo. Esses autores detalharam algumas das observações de Hachiro *et al.* (1993) e Barbour & Corrêa (1981), respectivamente, quanto à presença de PDFs em grãos de quartzo, e o arranjo circular/radial dos corpos de arenitos na parte central da estrutura. Kazzuo-Vieira (2003) e Kazzuo-Vieira *et al.* (2004) demonstraram ainda haver dois tipos de brechas: (i) as de topo de derrame (autobrechas), de ocorrência comum em derrames vulcânicos da Formação Serra Geral; e (ii) brechas de impacto com ocorrência restrita ao interior do Domo de Vargeão.

3.2 Contexto Geológico Regional

O registro vulcano-sedimentar da bacia do Paraná abrange a porção centro-ocidental da placa sul-americana. Com uma área total de 1.400.000 km² distribuída em quatro países: Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai. A bacia é preenchida por expressivos pacotes de rochas sedimentares e vulcânicas do Ordoviciano ao Cretáceo, podendo alcançar espessuras da ordem de 5.000 m (Figura 3.4a e 3.4b). Assim, a bacia do Paraná possui o registro tectônico e paleoambiental da porção ocidental do supercontinente Gondwana (Milani, 2004).

A bacia do Paraná é classificada como uma sinéclise interior, caracterizada por uma extensa área de flexuramento crustal, cuja profundidade é menor em relação à sua extensão areal. Milani (2004) subdividiu a sua sucessão sedimentar-magmática em seis grandes unidades, separadas por superfícies de discordâncias como Superseqüência Rio Ivaí, Superseqüência Paraná, Superseqüência Gondwana I, Superseqüência Gondwana II, Superseqüência Gondwana III e Superseqüência Bauru (Figura 3.5 e 3.6).

A evolução tectonossedimentar da bacia do Paraná foi controlada pela formação

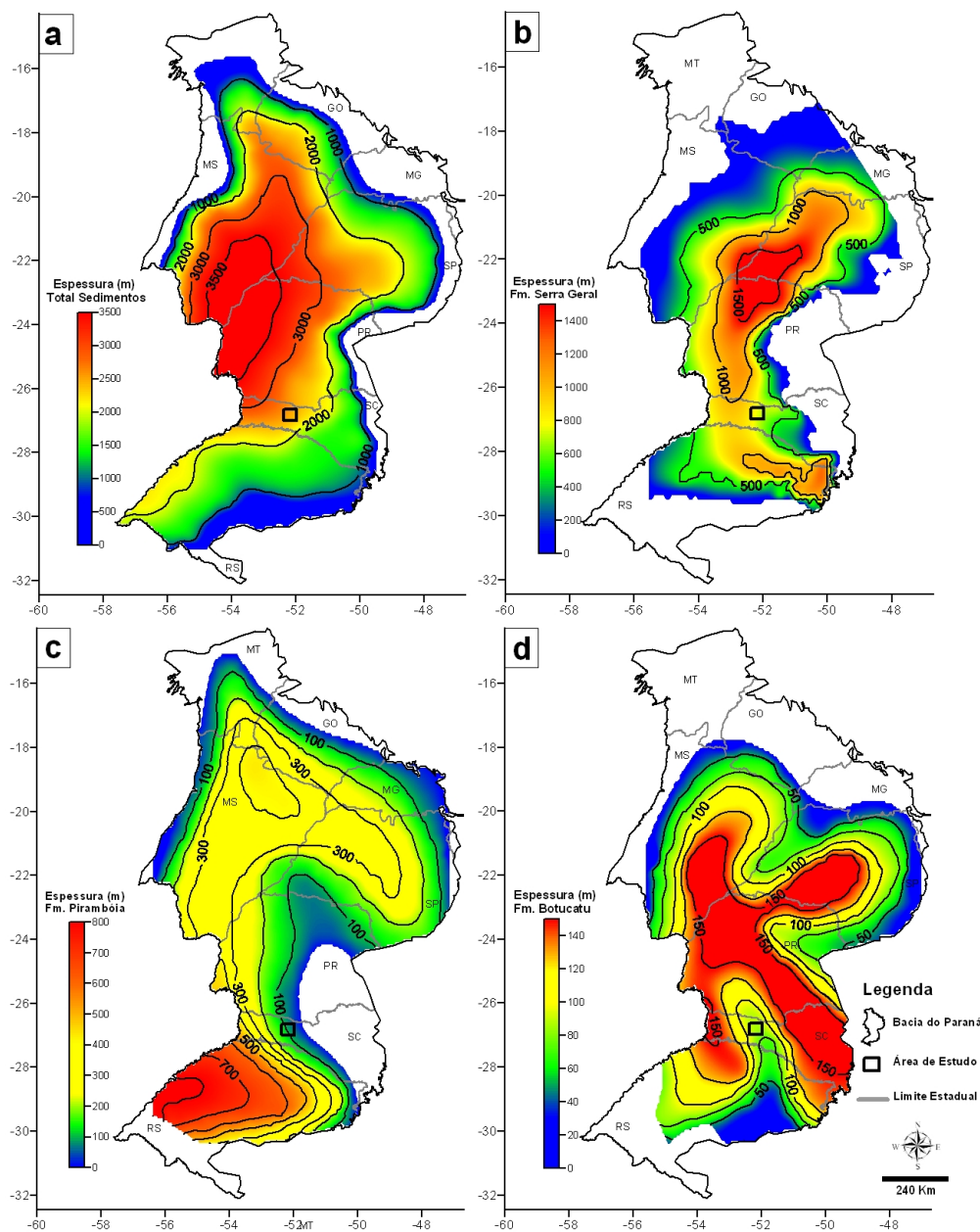


Figura 3.4: Mapa de isópacas para a) os sedimentos pré Formação Serra Geral. b) a Formação Serra Geral. c) a Formação Pirambóia. d) a Formação Botucatu. Fonte dos dados: Almeida (1980). Notar que as diferentes configurações de depocentros e altos intra-bacinais foram afetados pelas reativações de estruturas pretéritas do embasamento. Estas estruturas influenciaram a paleogeografia da bacia durante toda a sua história deposicional (Zalán *et al.*, 1987).

de arqueamentos que influenciaram a paleogeografia regional em diferentes épocas. Anisotropias presentes nas rochas do embasamento da bacia foram determinantes para a implantação de estruturas que condicionaram a deposição do registro sedimentar. A

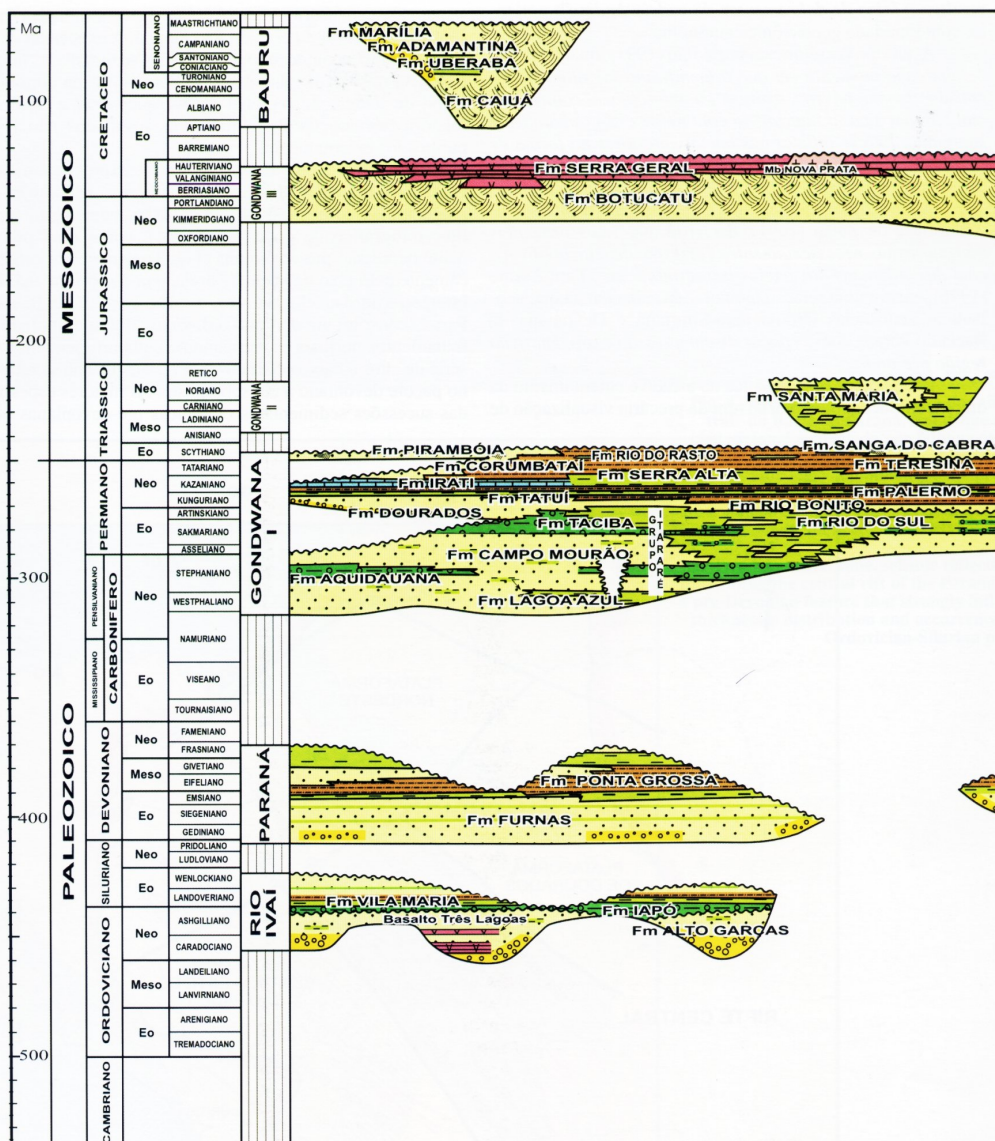


Figura 3.5: Diagrama crono-estratigráfico para a Bacia do Paraná (Milani, 2004). Notar que a sucessão sedimentar-magmática da bacia é separada por seis grandes discordâncias.

configuração dos depocentros e altos intra-baciais durante sua história deposicional foi controlada por reativações sucessivas e recorrentes de seu embasamento no fanerozóico (Zalán *et al.*, 1987).

As principais feições lineares de direções NW-SE, NE-SW e E-W na bacia do Paraná estão associadas à remobilização de estruturas pré-existent do embasamento (Zalán *et al.*, 1991; Freitas *et al.*, 1981) - Figura 3.7. Segundo Zalán *et al.* (1991) as duas primeiras direções representam zonas de fraqueza do embasamento, nas quais os lineamentos

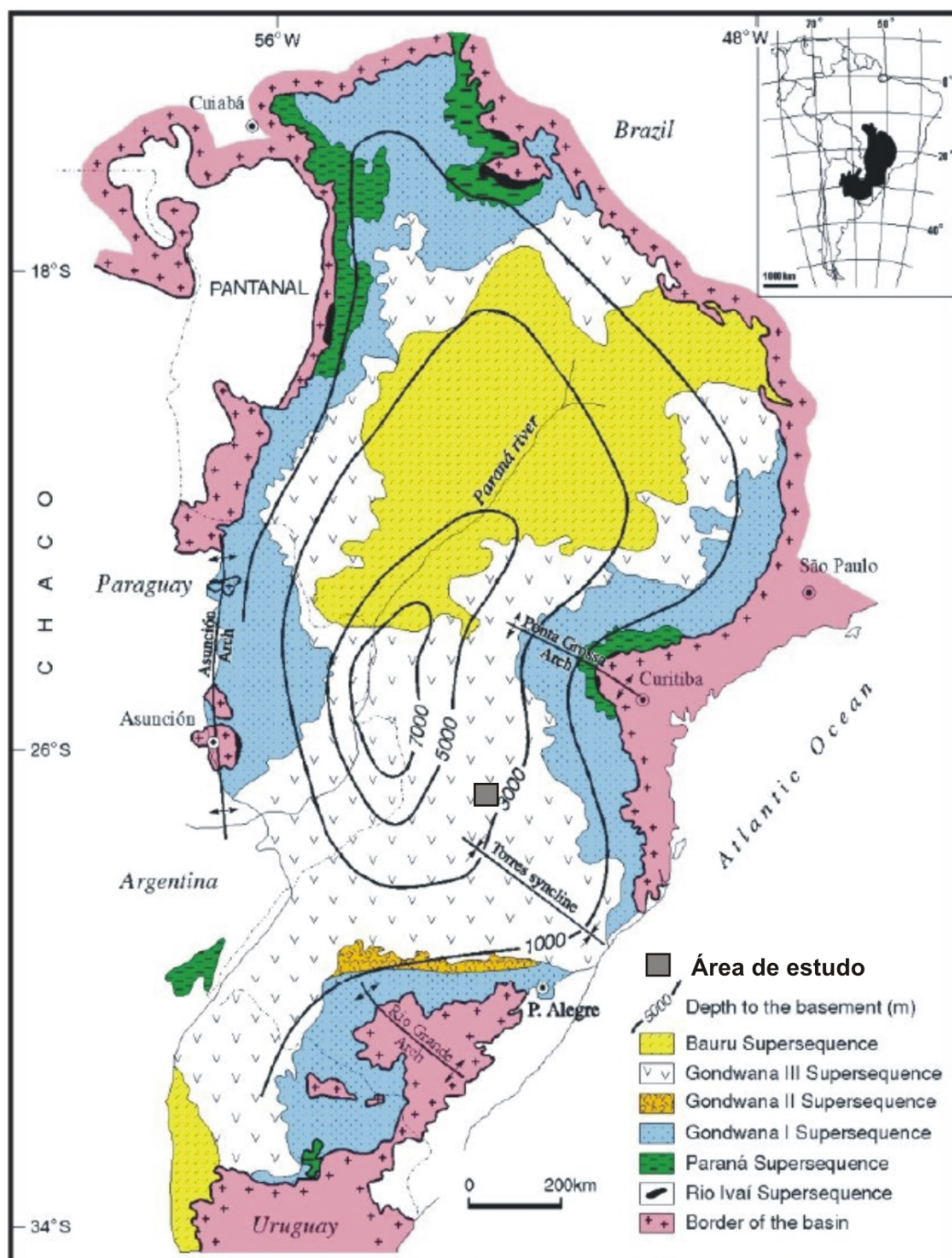


Figura 3.6: Mapa geológico simplificado da bacia do Paraná segundo as superseqüências definidas por Milani (2004). Ao mapa foram adicionadas as informações do contorno estrutural do embasamento e os principais elementos estruturais regionais.

NW-SE possibilitaram a extrusão de material ígneo. Já os lineamentos de direção NE-SW estão geralmente associados a zonas de falha que se estendem por centenas de

quilômetros. O padrão de orientação E-W, desenvolvido a partir do Triássico, ainda é pouco compreendido na bacia do Paraná. Seu paralelismo com as fraturas oceânicas do Atlântico Sul sugere uma ligação com o desenvolvimento deste oceano. Neste arcabouço estrutural regional a área de estudo está inserida no domínio da zona de falha Lancinha-Cubatão, de direção NE-SW - Figura 3.7.

O Domo de Vargeão está inserido no domínio das rochas vulcânicas e sedimentares da bacia do Paraná. No interior da estrutura de Vargeão ocorrem os litotipos presumivelmente atribuíveis às formações Pirambóia, Botucatu, além de vulcanitos da Formação Serra Geral (Figura 3.5).

A Formação Pirambóia é constituída predominantemente por arenitos com estratificação cruzada de médio porte, ocorrendo localmente conjuntos de estratificação cruzada de grande porte. A presença marcante de depósitos de inter-dunas, comumente de inter-dunas úmidas, permite a interpretação do predomínio de um sistema eólico úmido para a Formação Pirambóia (Assine *et al.*, 2004). Na área em estudo a espessura desta formação pode alcançar entre 100 a 200 m (Figura 3.4c).

A Formação Botucatu é constituída por arenitos com estratificação cruzada planar ou acanalada de médio ou grande porte (campo de dunas eólicas), característicos de ambientes sedimentares desérticos (Assine *et al.*, 2004). Na área em estudo a espessura dos arenitos Botucatu alcança entre 60 a 80 m (Figura 3.4d).

Milani (2004) interpreta a presença desses desertos e a baixa taxa de subsidência do substrato da Bacia do Paraná como o prenúncio dos fenômenos geotectônicos relacionados à “Reativação Wealdeniana” (Almeida, 1967) ou “Ativação Mesozóica” (Almeida, 1972), ocorrida entre o Jurássico e o Cretáceo. A Ativação Mesozóica afetou o embasamento por meio da reativação de antigas estruturas e propiciou a injeção e o extravasamento de enorme volume de rochas ígneas pertencentes à Formação Serra Geral (Marques & Ernesto, 2004). Assim, o registro vulcânico na bacia marcaria os processos associados à fragmentação do supercontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul (Zalán *et al.*, 1986).

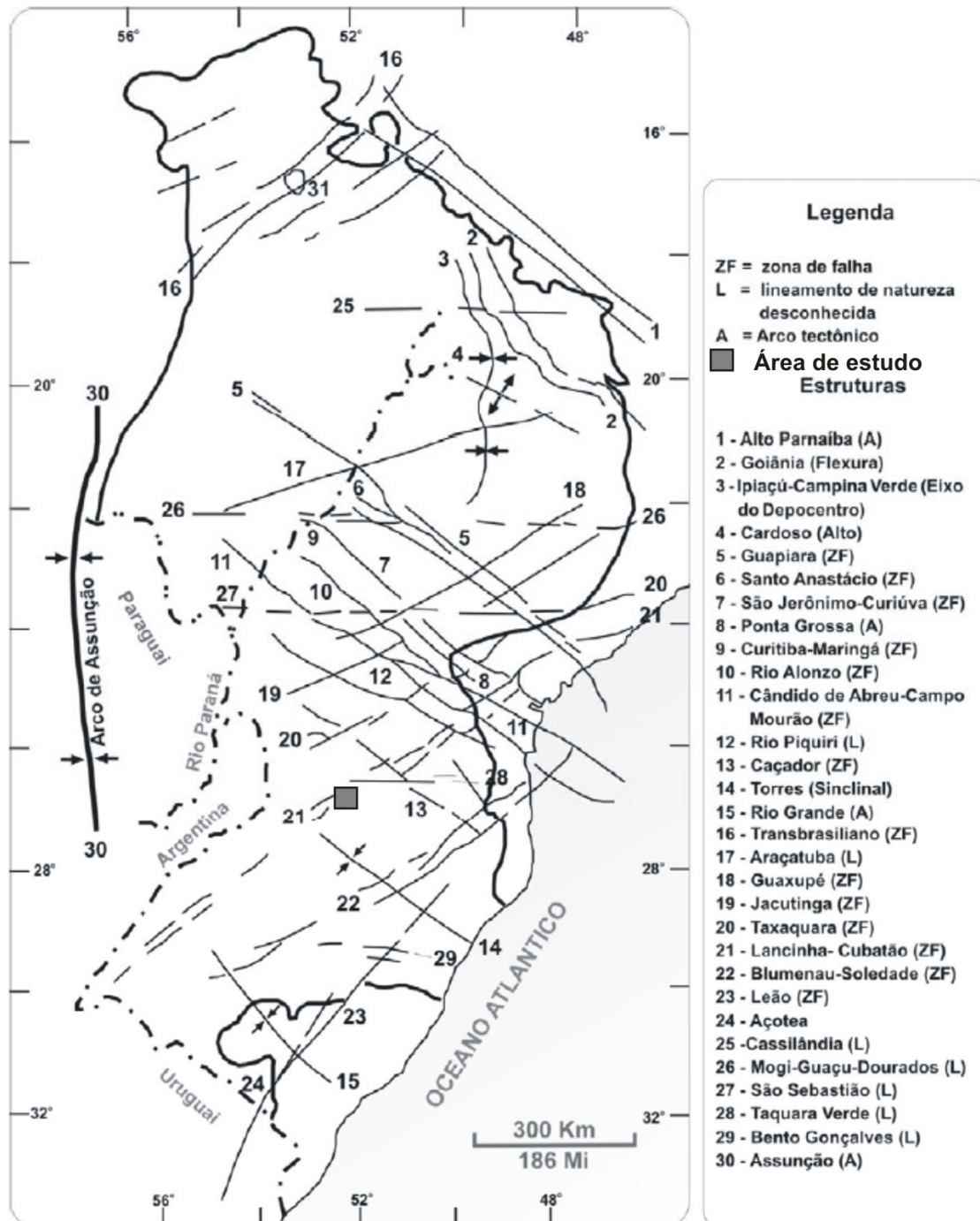


Figura 3.7: Principais elementos estruturais presentes na bacia do Paraná (Zalán *et al.*, 1986). Segundo Zálán *et al.* (1991) os lineamentos a NW-SE possibilitaram a extrusão de material ígneo, os NE-SW estão geralmente associados a zonas de falha de centenas de quilômetros de extensão e os E-W estão paralelos às fraturas oceânicas do Atlântico Sul, o que sugere uma ligação com o desenvolvimento deste oceano.

A Formação Serra Geral (Cretáceo Inferior) é o resultado de um intenso magmatismo toleítico extrusivo, na forma de derrames de lavas, e intrusivo, representado por soleiras ou *sills* e também pelos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa, da Serra do Mar e de Florianópolis (Stewart *et al.*, 1996; Mincato, 2000). Dados geocronológicos obtidos pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ posicionam o vulcanismo na Bacia do Paraná entre $137,8 \pm 0,7$ e $126,8 \pm 2,0$ Ma (Stewart *et al.*, 1996; Mincato, 2000).

Os remanescentes erosivos dos derrames se estendem por aproximadamente 75% da área da bacia do Paraná e constituem um volume aproximado de 780.000 km^3 (Marques & Ernesto, 2004). Do volume total de material extrusivo, 90% é constituído por basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos, e 10% por andesitos toleíticos e rochas ácidas (riodacitos e riolitos). As rochas ácidas cobrem uma área aproximada de 150.000 km^2 e correspondem às últimas fases de atividade vulcânica na bacia (Marques & Ernesto, 2004). Na área em estudo o registro vulcânico preservado pode alcançar espessuras entre 800 a 1000 m (Figura 3.4b).

Freitas *et al.* (1981) individualizaram e cartografaram regionalmente os fácies vulcânicos na parte oeste do Estado de Santa Catarina. Na região do Domo de Vargeão, a Formação Serra Geral foi subdividida em três seqüências estratigráficas (Figura 3.8):

1. Inferior, com predominância de derrames de basaltos toleíticos da unidade Basaltos Alto Uruguai;
2. Intermediária, caracterizada pelos litotipos com afiliação intermediária-ácida das unidades Ácidas Chapecó e Ácidas Palmas;
3. Superior, por basaltos toleíticos da unidade Basaltos Cordilheira Alta (Freitas *et al.*, 1981).

Paiva Filho (2000) nomeou de forma diferente as unidades cartografadas pelo projeto PROESC (Freitas *et al.*, 1981). Deste modo, o Membro Serra Geral Inferior é correlato à unidade Basaltos Alto Uruguai, o Membro Goio En à unidade Ácidas Chapecó e o

Membro Serra Geral Superior à unidade Basaltos Cordilheira Alta. Nesta dissertação, o termo Serra Geral foi mantido para todo o pacote de rochas vulcânicas e sedimentos inter-derrames associados. No entanto, os termos aqui adotados para a subdivisão deste pacote vulcânico, embora sejam difundidos na bibliografia, não possuem uma conotação formal.

3.2.1 Seqüência Inferior

A unidade Basaltos Alto Uruguai representa a base da coluna vulcânica da Formação Serra Geral (Figura 3.8). Na área próxima ao Domo de Vargeão esta unidade encontra-se sotoposta à unidade Ácidas Chapecó (Freitas *et al.*, 1981; Paiva Filho, 2000). Os derrames do Basalto Alto Uruguai possuem espessuras médias de 40 m, podendo atingir mais de 100 m (Freitas *et al.*, 1981). Em escala mesoscópica os derrames são semelhantes entre si quanto à granulação, textura, cor e estruturas, diferindo apenas quanto às particularidades da zona vesicular-amigdaloidal e à presença de alteração intempérica.

Na zona vesicular-amigdaloidal há presença expressiva de brechas de topo de derrame (autobrechas) com espessuras de até 20 m (Freitas *et al.*, 1981). É comum a ocorrência de zeólitas, quartzo, ametista, calcedônia, ágata e calcita preenchendo cavidades vesiculares centimétricas a decimétricas. A alteração intempérica desses basaltos gera blocos com típica esfoliação esferoidal de cor amarelo-avermelhada (Freitas *et al.*, 1981).

A principal assinatura geoquímica dos Basaltos Alto Uruguai é representada por teores de TiO_2 inferiores a 1,5%, o que permite enquadrá-los no grande grupo dos basaltos de baixo titânio (LTiB) da Província Vulcânica da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1985; Freitas *et al.*, 1981).

3.2.2 Seqüência Intermediária

Na parte nordeste da área da Figura 3.8, ao longo de um platô com altitude média de 1.250 m, ocorrem dois derrames de riolitos afíricos, de 30 m de espessura cada, da

3.2 Contexto Geológico Regional

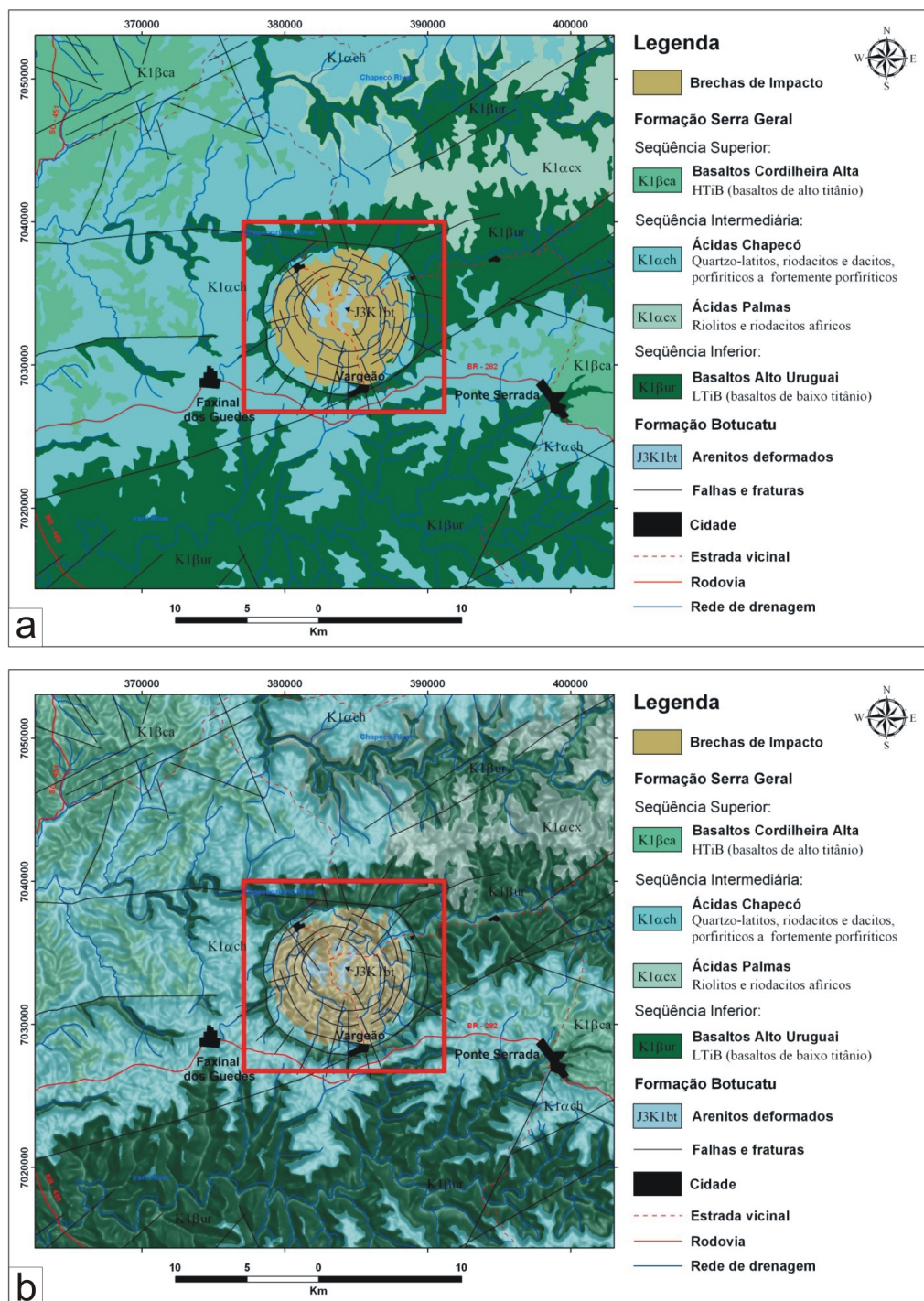


Figura 3.8: a) Mapa geológico regional da área do Domo de Vargeão. b) O mesmo mapa geológico observado em a) integrado com a estrutura dos dados de elevação SRTM. Notar em ambos os mapas que o centro do Domo contém arenitos das formações Pirambóia e/ou Botucatu, que estão envoltos por uma unidade designada de brechas de impacto (Paiva Filho, 2000). Estas por sua vez, estão delimitadas por um colar de quartzo-latitos da unidade Ácidas Chapecó. Compilado de Paiva Filho (2000), Freitas *et al.* (1981) e Nardy *et al.* (2002). Nota: o retângulo vermelho foi a área selecionada para o mapeamento geológico neste trabalho.

unidade Ácidas Palmas (Freitas *et al.*, 1981). Os riolitos, quando frescos, possuem cor cinza escuro e, quando intemperizados, possuem cor cinza claro adquirindo um aspecto mosqueado (Freitas *et al.*, 1981).

A aparência mosqueada (textura tipo “sal e pimenta”) facilita o seu reconhecimento em campo, devido à presença de cristais de feldspato que se apresentam visualmente como pontos milimétricos esbranquiçados imersos na matriz de cor cinza. Além das feições diagnósticas em campo, os solos pouco espessos, diretamente derivados dessas rochas, propiciam o desenvolvimento de uma cobertura vegetal rasteira, passível de ser reconhecida em imagens de sensores orbitais até mesmo em escalas regionais (Paiva Filho *et al.*, 1982).

A unidade Ácidas Chapecó é constituída por quartzo-latitos, dacitos e riodacitos porfiríticos a fortemente porfiríticos com ampla continuidade lateral na região (Freitas *et al.*, 1981; Paiva Filho, 2000; Nardy *et al.*, 2002)- Figura 3.8. Na parte nordeste da área da figura 3.8, a unidade está sobreposta às Ácidas Palmas, embora em sua maior parte esteja assentada sobre os Basaltos Alto Uruguai (Freitas *et al.*, 1981).

Seus litotipos, quando frescos, apresentam cores cinza escuro a cinza esverdeado e, quando intemperizados, castanho a castanho avermelhado. Seu reconhecimento em campo é facilitado, pela presença de fenocristais centimétricos de feldpatos euédricos (que podem atingir 30% do volume da rocha) inclusos em uma matriz afanítica (Barbour & Corrêa, 1981; Freitas *et al.*, 1981; Paiva Filho, 2000; Marques & Ernesto, 2004).

As rochas desta unidade desenvolvem solos mais espessos, argilosos e enriquecidos em ferro, cálcio e potássio, em relação àqueles produzidos pela alteração das rochas do tipo Palmas, contribuindo assim para uma densa cobertura vegetal (Marques & Ernesto, 2004).

3.2.3 Seqüência Superior

Sobrepostos às Ácidas Chapecó encontram-se os Basaltos Cordilheira Alta, principalmente nas porções leste, oeste e NW da região. Seus derrames, compostos predominantemente por basaltos toleíticos, podem atingir uma espessura total aproximada de 400 m (Freitas *et al.*, 1981) - Figura 3.8.

Os primeiros cinco derrames, com até 20 m de espessura, apresentam a particularidade de suas zonas de topo serem constituídas por basalto vítreo, quebradiço e microvesicular de cor preta (Freitas *et al.*, 1981). Além destes 5 derrames, a unidade apresenta mais 8 ou 10 derrames sobrepostos com boa exposição entre as localidades de Pinhalzinho e São Miguel do Oeste, ao longo da BR-282.

A assinatura geoquímica dessa unidade possui teor de TiO_2 acima de 3,0%, o que permite enquadrá-la no grupo dos basaltos de alto titânio (HTiB) da Província Vulcânica da Bacia do Paraná (Bellieni *et al.*, 1984; Mantovani *et al.*, 1985; Freitas *et al.*, 1981; Nardy *et al.*, 2002).

INTERPRETAÇÃO DAS IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO E DADOS GEOFÍSICOS

A morfologia em forma de depressão circular com bordas escarpadas do Domo de Vargeão destaca-se de modo conspícuo na paisagem da área de estudo. No vocabulário português o termo “vargeão”, derivado de “vargem”, corresponde a regiões de relevo rebaixado ou negativo, em contraste com espigões, serras e platôs, que freqüentemente são identificadas por sua adequação para atividades agrícolas. O nome “Vargeão”, superlativo de vargem, originou-se provavelmente do reconhecimento dessa anomalia do relevo, tendo posteriormente sido utilizado para denominar a cidade que se desenvolveu em seu interior. Deste modo, esse nome refere-se a uma forma de relevo circular e negativa, que ao longo do tempo geológico foi esculpida por processos erosivos, que terminaram por destacar as feições estruturais que caracterizam o Domo de Vargeão.

Apesar do estágio avançado de erosão da estrutura, é possível identificar as principais características morfológicas do Domo de Vargeão em imagens orbitais, fotografias aéreas e modelos digitais de elevação. Imagens dos sensores orbitais Landsat/ETM+, Terra/ASTER e Radarsat-1, em conjunto com modelos digitais de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), foram utilizados na caracterização das principais feições estruturais do Domo. Estas feições estão efetivamente associadas aos processos de formação e evolução de uma cratera de impacto do tipo complexo, como se verá adiante neste manuscrito.

Em escala regional, os dados SRTM mostram um padrão morfológico caracterizado pelo predomínio de amplos platôs e morros residuais esculpidos sobre as camadas de vulcanitos da Formação Serra Geral (Figura 4.1). O detalhe mostrado na Figura

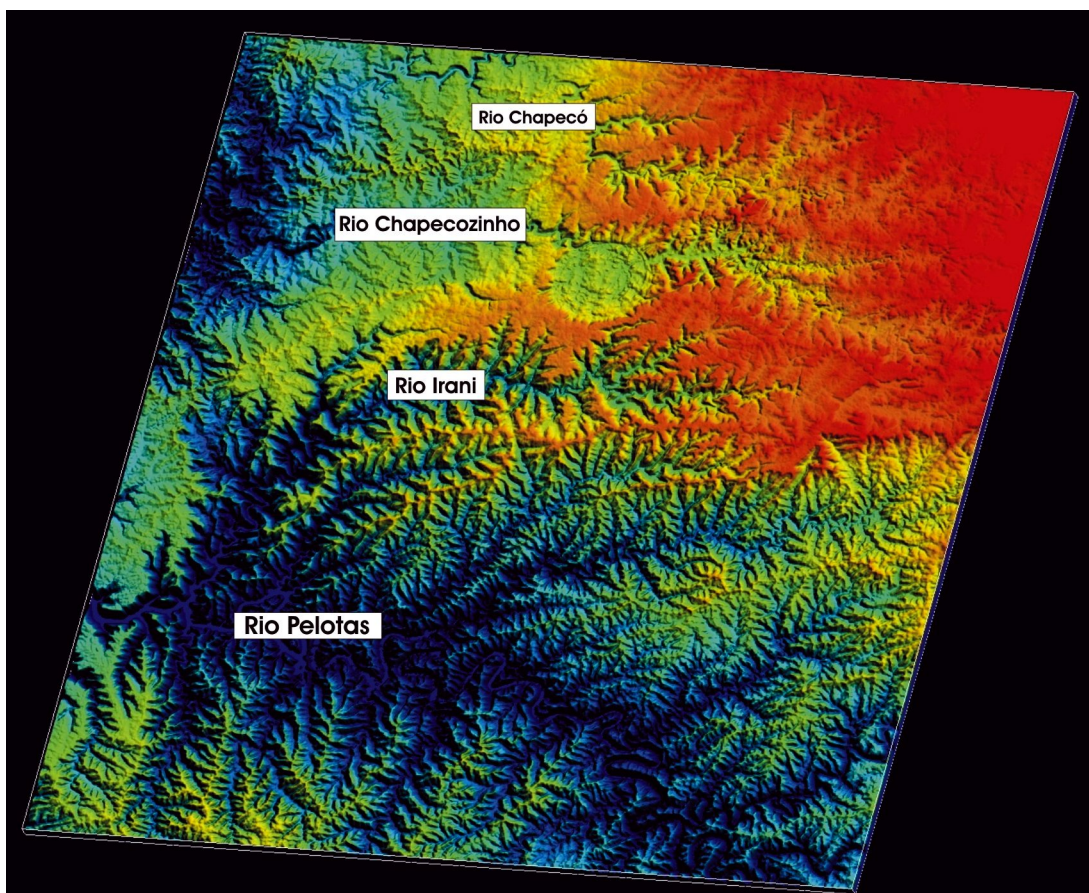


Figura 4.1: Vista em perspectiva 3D do modelo digital de elevação SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) para a região do Domo. As cores quentes indicam altitudes mais elevadas e as cores frias as menos elevadas. Notar que o padrão morfológico regional é caracterizado pelo predomínio de amplos platôs e morros residuais vulcânicos da Formação Serra Geral, enquanto o Domo de Vargeão configura-se como uma estrutura anômala. A conformação topográfica regional e local deve-se principalmente à atividade erosiva causada pela evolução das microbacias hidrográficas dos rios Pelotas, Irani e Chapecozinho.

4.2a, que exibe uma visão tridimensional em perspectiva do Domo de Vargeão, permite constatar que, em meio a essa paisagem regional, esta estrutura se destaca como uma clara anomalia morfológica, sendo caracterizada por múltiplos conjuntos de lineamentos concêntricos e radiais, assim como por cristas topográficas alinhadas e dispostas de modo anelar. A conformação topográfica regional e local deve-se principalmente à atividade erosiva causada pela evolução das microbacias hidrográficas dos rios Pelotas, Irani e Chapecozinho (Figura 4.1).

Perfis topográficos elaborados a partir dos dados SRTM, ao longo das direções NWN

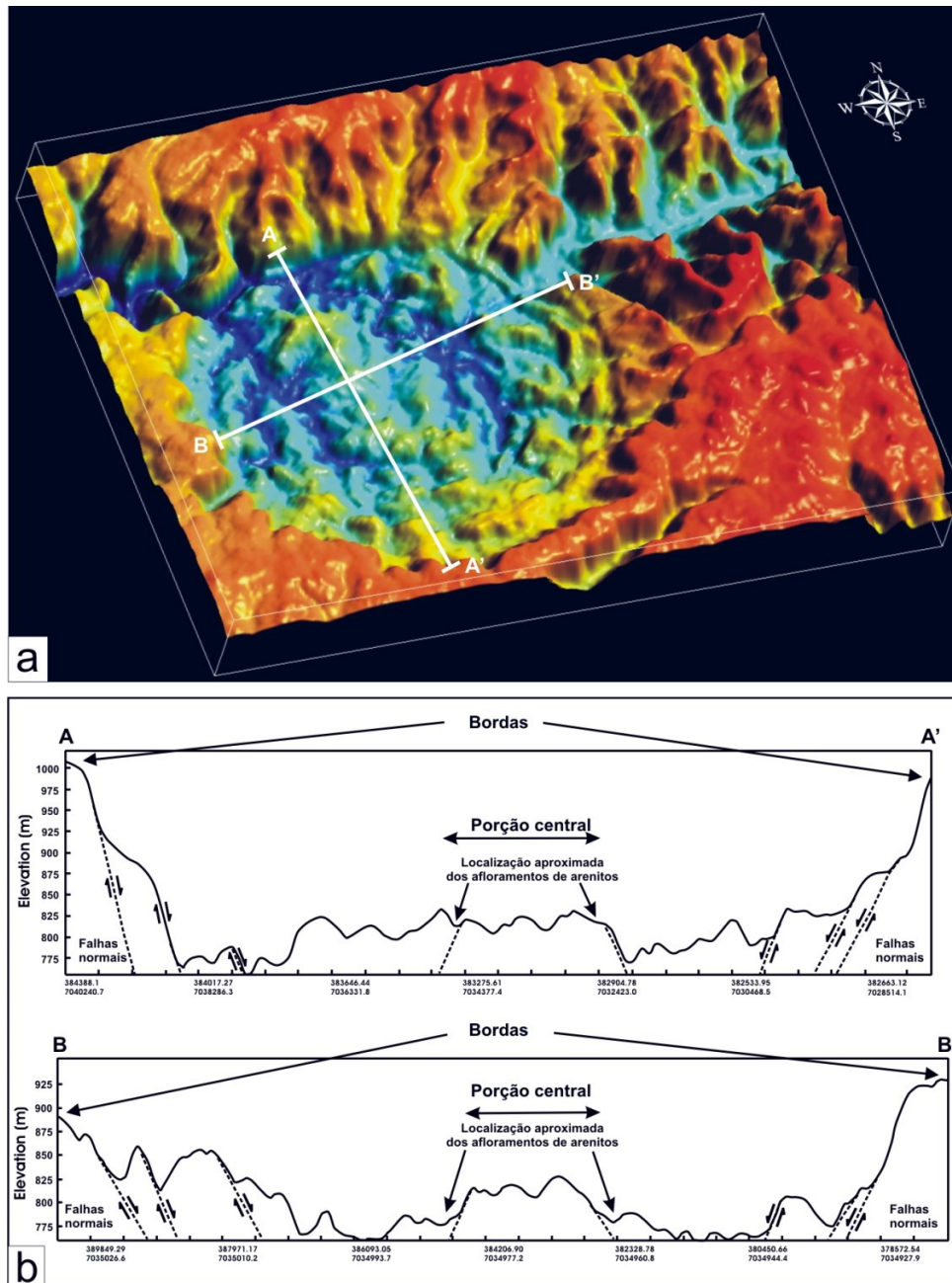


Figura 4.2: a) Vista em perspectiva 3D do modelo digital de elevação SRTM do Domo de Vargeão. As cores quentes indicam altitudes mais elevadas e as cores frias as menos elevadas. Notar a presença de cristas topográficas concêntricas escalonadas da borda para o interior da cratera. A morfologia típica de platôs nas adjacências a SE da cratera é dada pelos litotipos da Unidade Ácidas Chapecó. b) Perfis topográficos de direção NWN e ENE, onde se observa o acentuado gradiente topográfico das bordas da cratera, o núcleo central soerguido e as feições anelares concêntricas, decorrentes de falhamentos normais associados à formação da cratera.

e ENE, ilustram os limites escarpados de até 200 m de desnível entre as bordas e o interior da estrutura, assim como os padrões de lineamentos concêntricos e radiais (Figura 4.2b). Nos dois perfis se destaca a presença de falhas normais, que ocorrem de forma escalonada a partir das bordas, controlando o sistema de drenagem neste setor e individualizando cristas residuais alinhadas ao longo de todo o limite do Domo. Na parte central do Domo a existência de um núcleo soerguido parcialmente modificado por processos erosivos é evidenciada pela ocorrência em superfície dos arenitos das formações Pirambóia/Botucatu, a cerca de 1 km acima de sua posição estratigráfica normal.

A interpretação dos dados RADARSAT-1, em conjunto com composições coloridas dos dados multiespectrais do ASTER, permitem identificar as áreas de ocorrência dos arenitos, circunscritas à porção central da estrutura. A parte central do Domo de Vargeão é aqui interpretada como o correspondente erosivo do núcleo soerguido da estrutura, sendo delimitado pelos múltiplos conjuntos de lineamentos anelares concêntricos na região situada entre o núcleo e as bordas (Figura 4.3 e 4.4).

Os dados Radarsat-1 processados de forma a se obter o melhor realce possível das estruturas presentes em seu interior, revelam de forma ímpar os mesmos conjuntos de lineamentos anelares/radiais concêntricos observados nos dados SRTM (Figura 4.3). Estas estruturas ocorrem de forma única no interior de Vargeão, circunscritas aos seus limites topográficos, e contrastando sobremaneira da morfologia e das estruturas regionais, esta última marcada por lineamentos regionais de direção NE-SW.

Os múltiplos conjuntos de lineamentos radiais/anelares concêntricos são aqui interpretados como a expressão geomorfológica das superfícies de falhas normais ou de colapso gravitacional ligadas ao processo de formação e evolução da cratera de impacto de Vargeão. Essas falhas normais possuem mergulhos altos nas zonas próximas às bordas, os quais declinam gradativamente no sentido do centro da estrutura (Figura 4.4). A influência dos lineamentos na dinâmica superficial é observada pelo controle que

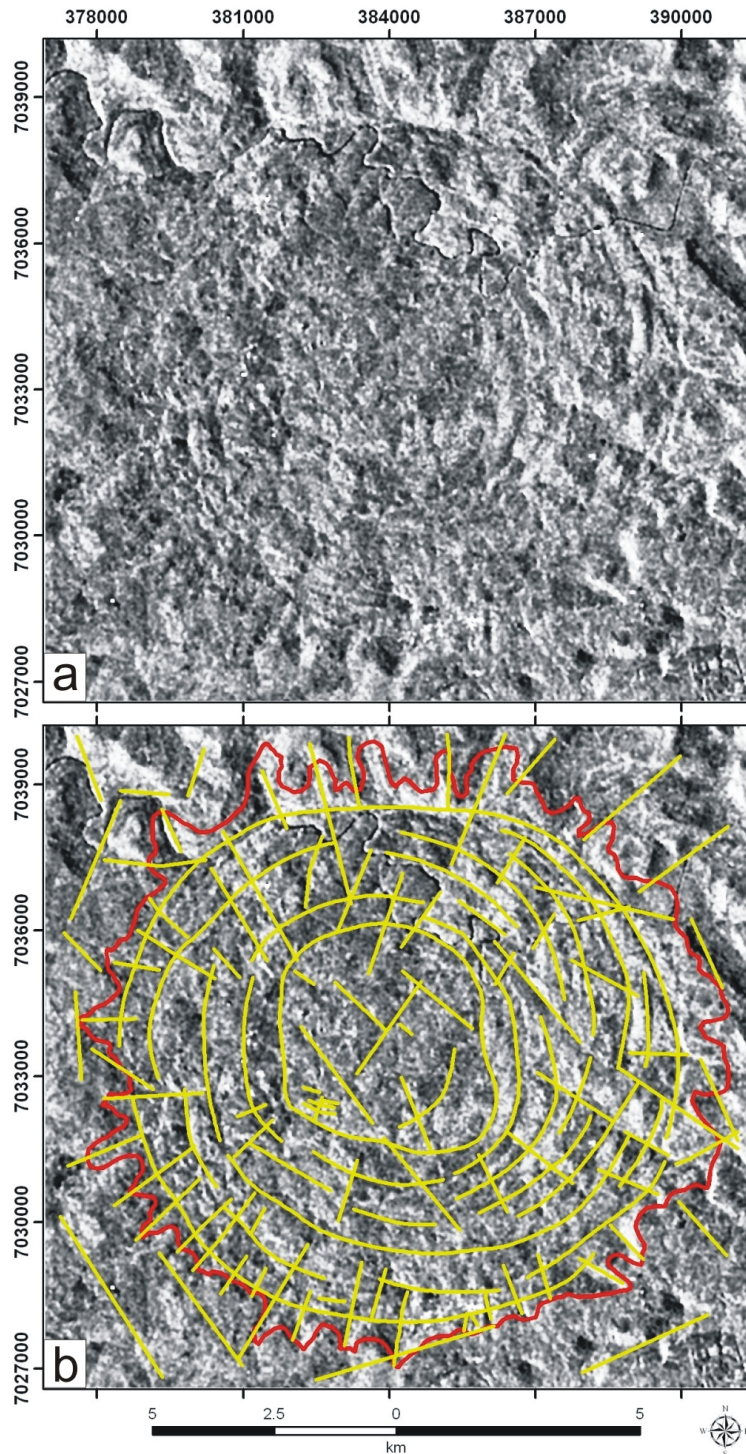


Figura 4.3: a) Imagem de radar da plataforma Radasart-1 da estrutura de Vargeão. b) O padrão morfológico interno de Vargeão é caracterizado por múltiplos conjuntos de lineamentos concêntricos concatenados (amarelo) na região entre o núcleo e suas bordas. Esses lineamentos são interpretados como a expressão geomorfológica das superfícies de falhas normais ou de colapso gravitacional. Estas falhas foram responsáveis pelo solapamento de blocos de rochas da unidade Basaltos Alto Uruguai e Ácidas Chapecó para o interior da estrutura. A borda da cratera está representada pela linha em vermelha.

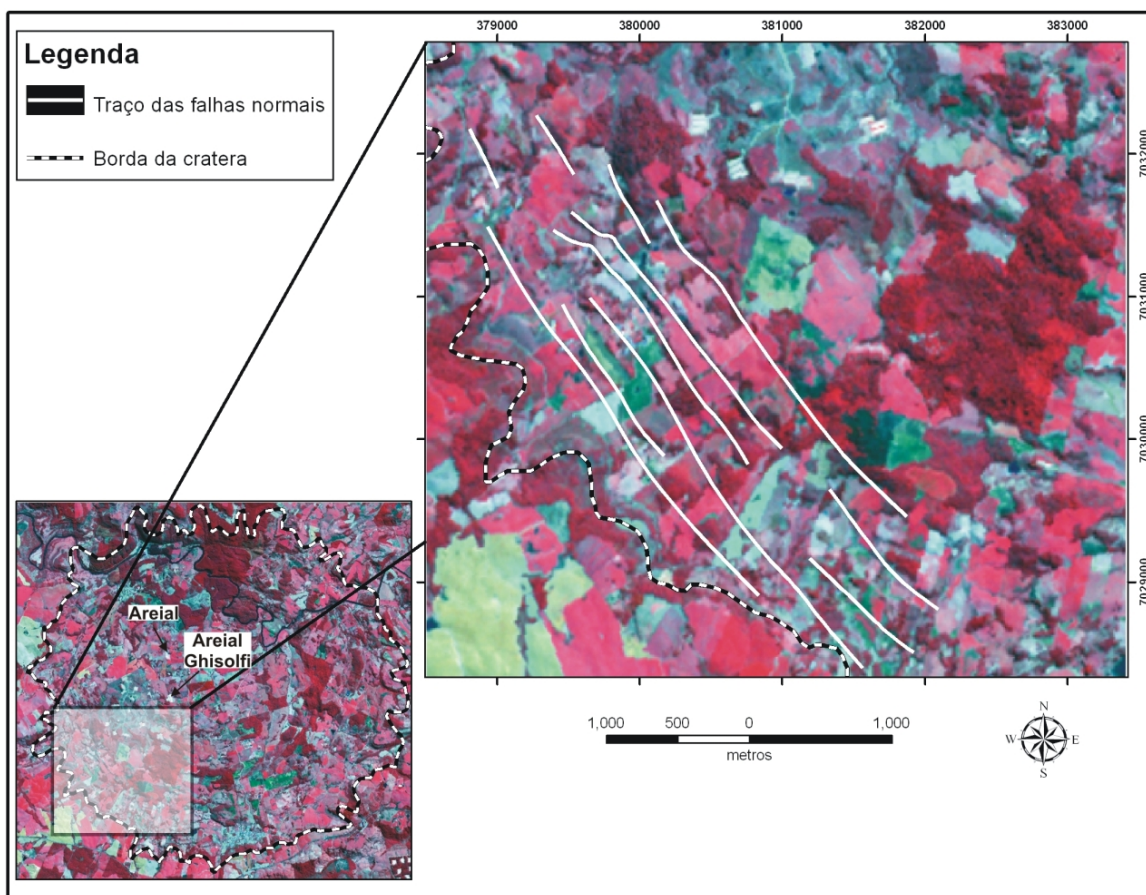


Figura 4.4: Composição colorida em RGB nas bandas 3,2 e 1 do sensor ASTER. As linhas brancas destacam os traços dos conjuntos de falhas normais escalonadas com mergulhos altos nas zonas próximas às bordas, que declinam gradativamente no sentido do centro da estrutura.

os mesmos exercem sobre o sistema de drenagem de toda a zona interior da estrutura, o qual é caracterizado por um padrão de drenagem centrípeto-anelar (Figura 4.5).

A associação do complexo sistema de lineamentos às falhas normais constitui a principal característica estrutural do Domo. Além disso, sugere que os conjuntos de cristas alinhadas, nitidamente visíveis nos dados SRTM e em fotografias aéreas, representem remanescentes erosivos dos blocos solapados das unidades Basaltos Alto Uruguai e Ácidas Chapecó para o interior da estrutura. Assim, os topos das cristas alinhadas foram adotados como o principal critério geomorfológico para definir a ocorrência dos litotipos da unidade Ácidas Chapecó no interior de Vargeão.

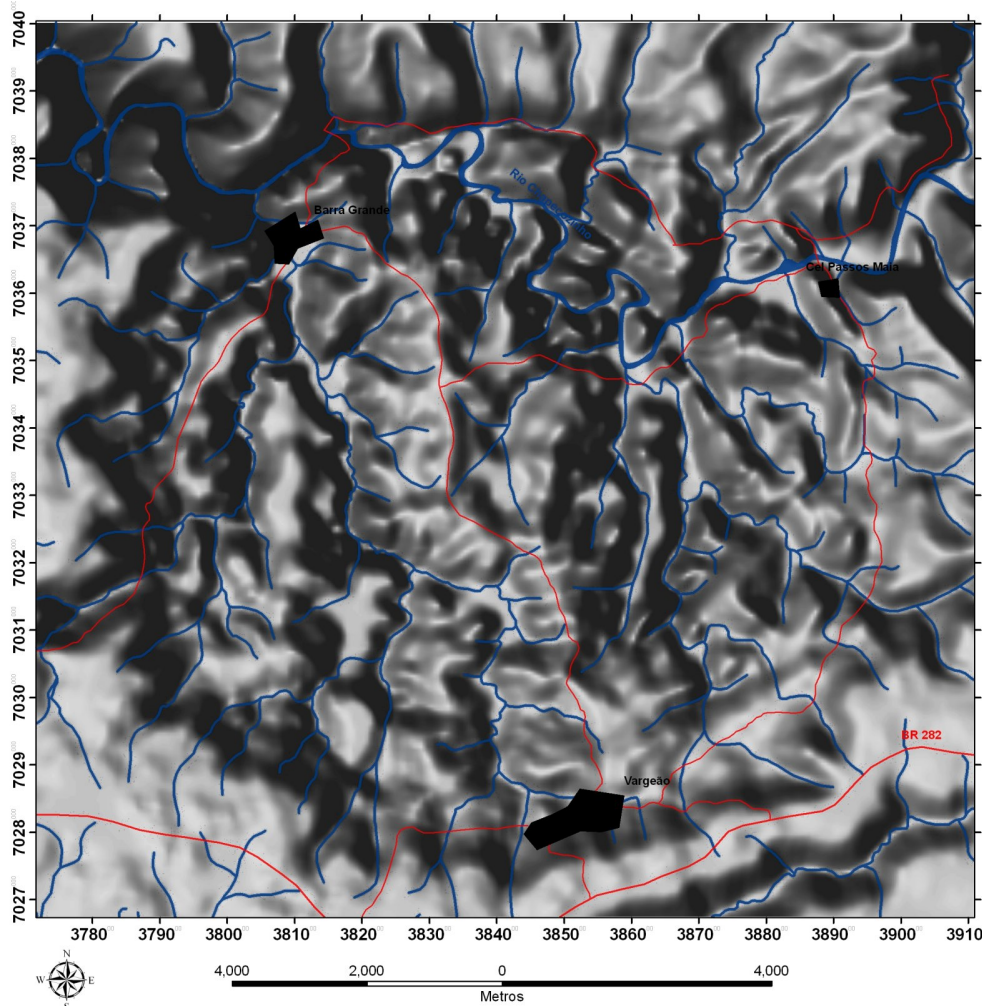


Figura 4.5: Rede de drenagem proveniente da folha topográfica Ponte Serrada superposta aos dados SRTM sombreados. Notar o condicionamento estrutural do sistema de drenagem de todo o interior do Domo, o qual é caracterizado por um padrão centrípeto-anelar.

4.1 Dados Aerogeofísicos e Sísmicos

A partir do processamento dos dados aeromagnéticos foram obtidos três tipos de produtos: (i) campo magnético anômalo (CMA) - Figura 4.6; (ii) continuações ascendentes do CMA para as profundidades de 1000, 2000 e 3000 m (CMA-CA) - Figura 4.6; (iii) amplitude do sinal analítico de ordem 0 para o CMA (ASA-CMA) e suas continuações para cima (ASA-CA) para as altitudes 1000, 2000 e 3000 m - Figura 4.7. Segundo Jacobsen (1987) a profundidade real investigada pelo filtro de continuação para cima é

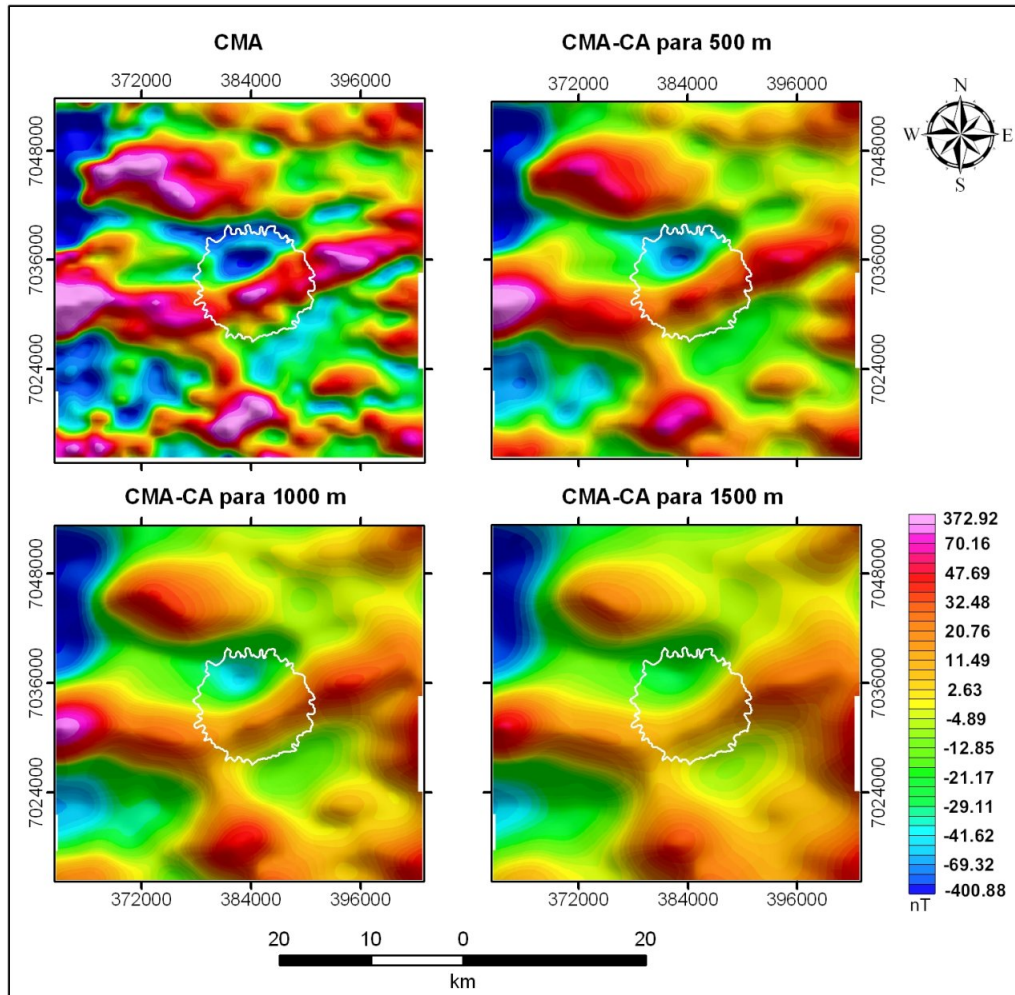


Figura 4.6: Campo magnético anômalo (CMA) em conjunto com as continuações ascendentes (CMA-CA) para as profundidades de 500, 1000 e 1500 m. Notar da zona linear magnética com direção aproximada NE-SW e o caráter dipolar presente no Domo de Vargeão. A expressão em profundidade dessa estrutura se mantém até os 1000 m. A linha em branco representa o limite topográfico da cratera de Vargeão.

igual a metade do valor da altitude especificada. Assim, as profundidades investigadas para a expressão em profundidade de Vargeão foram de 500, 1000 e 1500 m.

A análise da imagem do campo magnético (CMA) indica a existência de uma zona linear magnética com direção aproximada NE-SW (Figura 4.6). As imagens das continuações para cima (CMA-CA) indicam que a expressão em profundidade dessa zona magnética se estende até 1000 m de profundidade. O sinal analítico calculado a partir do CMA e suas continuações para cima (ASA-CMA e ASA-CA) indicam que essa zona é constituída

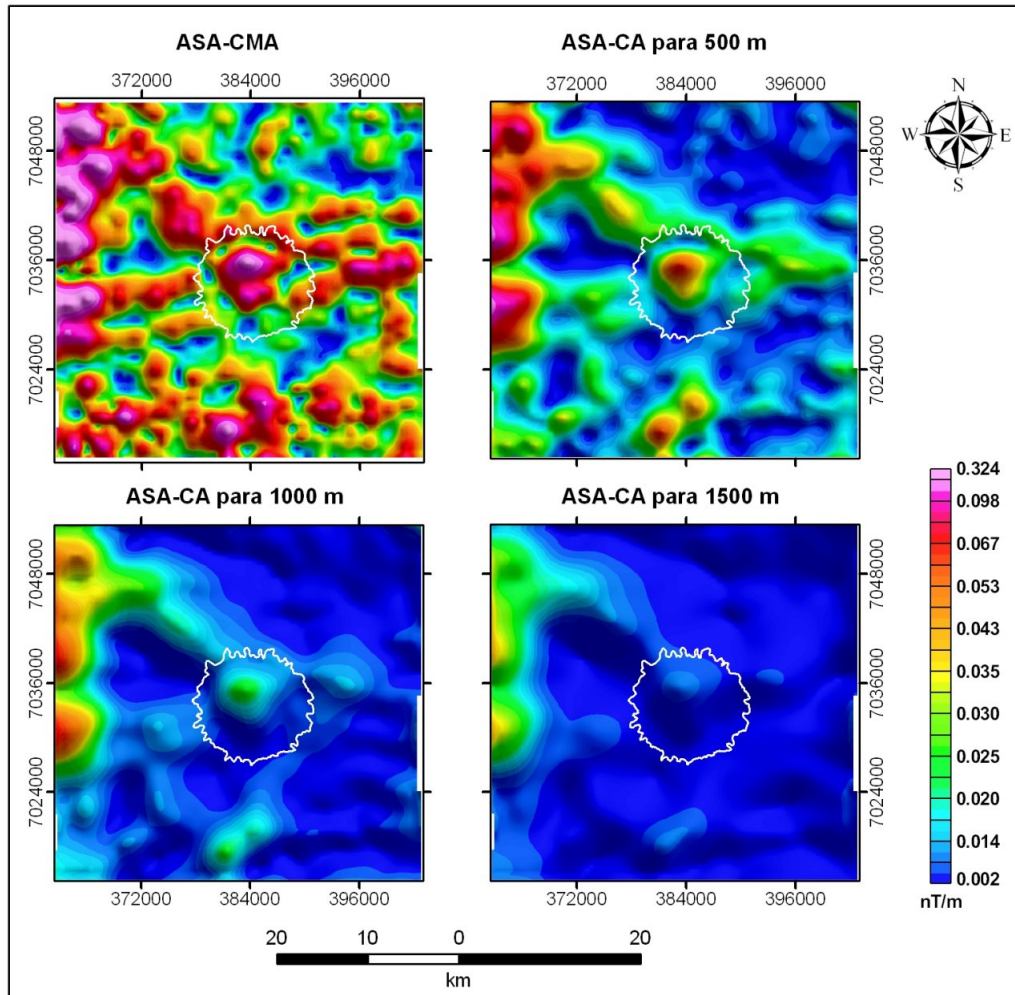


Figura 4.7: Amplitude do sinal analítico de ordem 0 para o CMA (ASA-CMA) e suas continuações ascendentes (ASA-CA). Notar que no ASA-CMA os dois lineamentos magnéticos de direção NE são interrompidos pelo sinal da cratera de Vargeão. Os dados do ASA-CA para as profundidades de 500, 1000 e 1500m indicam que as assinaturas magnéticas dos lineamentos e da estrutura de Vargeão possuem expressão até 1000m. A linha em branco representa o limite topográfico da cratera de Vargeão.

por dois lineamentos magnéticos com direção NE-SW, os quais estão truncados e interrompidos pela estrutura de Vargeão, os quais possuem expressão magnética até a profundidade de 1000 m (Figura 4.7).

Os dados do ASA-CMA também indicam que Vargeão produz uma anomalia magnética circular distinta, caracterizada por um alto magnético com valor próximo de 0,324 nT/m. Este alto é envolvido por um anel de baixo magnético de 0,025 a 0,002 nT/m (Figura 4.7). As imagens das continuações para cima (ASA-CA) indicam claramente que o relevo

magnético característico para a estrutura de Vargeão possui razoável expressão até os 1000 m de profundidade, da mesma forma que os lineamentos magnéticos (Figura 4.7).

A imagem do ASA-CMA foi integrada com os dados de elevação SRTM utilizando-se o algoritmo de transformação IHS (*Intensity Hue Saturation*) - Figura 4.8a. O algoritmo IHS permite a integração de dados de diferentes naturezas, neste caso dados magnéticos e topográficos, em uma única imagem bidimensional ou em perspectiva tridimensional (Crósta, 1992; Harris *et al.*, 1999).

A imagem IHS da integração dos dados ASA-CMA com os de elevação SRTM ilustra a expressão dos altos e baixos magnéticos em relação à topografia regional (Figura 4.8a). Foram delimitados quatro domínios magnéticos principais: alto ($>0,067$ nT/m), alto a médio ($0,067 - 0,030$ nT/m), médio a baixo ($0,030 - 0,014$ nT/m) e baixo ($<0,014$ nT/m).

Os dados sísmicos 2D em tempo da linha 0236-0078 não possuem uma boa qualidade de imageamento das estruturas em subsuperfície, devido à baixa razão sinal/ruído causada pela espessa camada de derrames basálticos (Figura 4.9). Ainda assim, é possível identificar os refletores correspondentes à (i) base da camada de derrames basálticos, bem como sua interrupção coincidente com a borda do Domo de Vargeão; (ii) falhas normais que delimitam a estrutura e; (iii) presença de uma estrutura em forma de cone, situado na porção central do Domo, no interior do qual a continuidade de refletores é interrompida em profundidade.

Este corpo central pode corresponder à zona de alto grau de deformação das rochas em sub-superfície resultante do processo de impacto, onde as superfícies refletoras originais foram mais intensamente perturbadas e exibem uma disposição desordenada no perfil sísmico. Essa estrutura explica a presença dos arenitos em superfície, cerca de 1000 m acima de sua posição estratigráfica original, podendo ser interpretada como a expressão do núcleo central soerguido da estrutura de impacto do Domo de Vargeão.

A partir da integração dos dados aeromagnetométricos e sísmicos pode-se inferir que:

1. Os lineamentos magnéticos, com direção NE, estão associados a estruturas de caráter regional, possivelmente relacionadas à zona de falha Lancinha-Cubatão

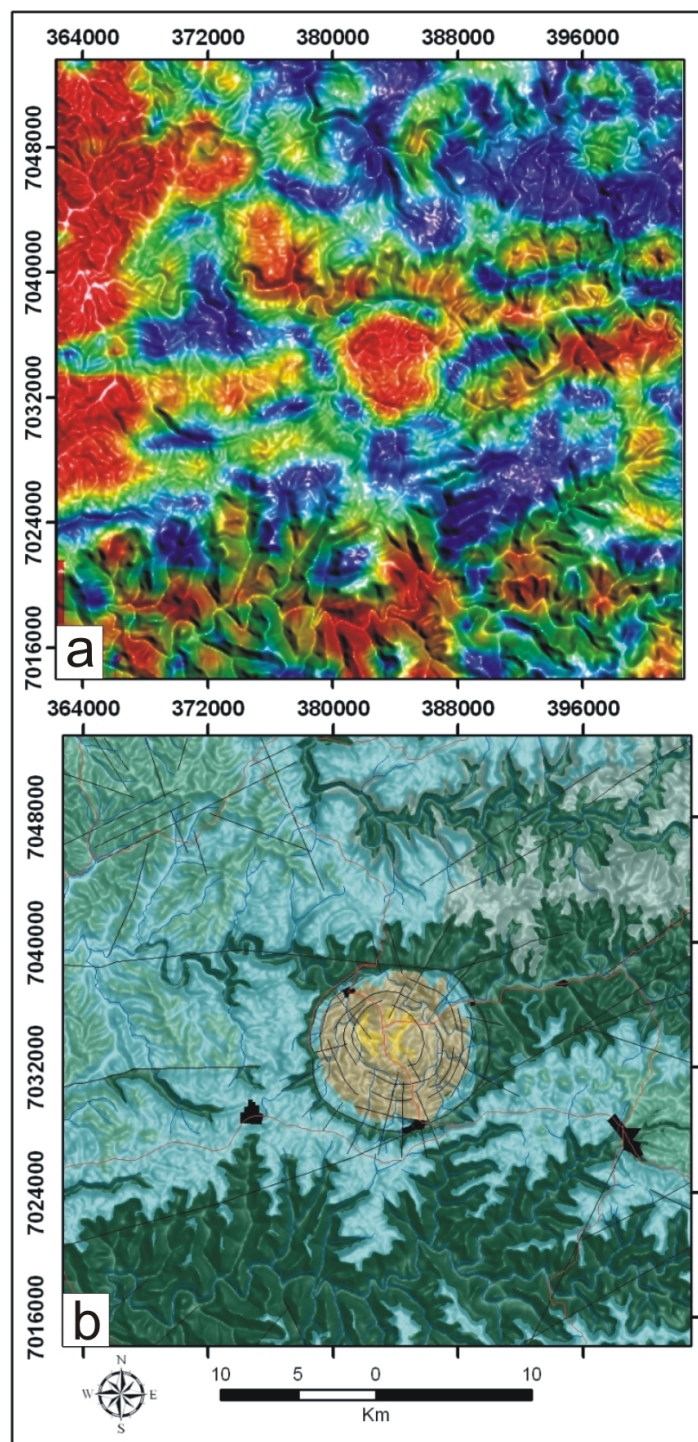


Figura 4.8: a) Imagem do ASA-CMA integrada com os dados de elevação SRTM utilizando-se a transformação IHS. b) Mapa geológico regional na área de Vargeão. Notar que em ambas as imagens há uma correlação entre os diferentes domínios magnéticos com as unidades geológicas.

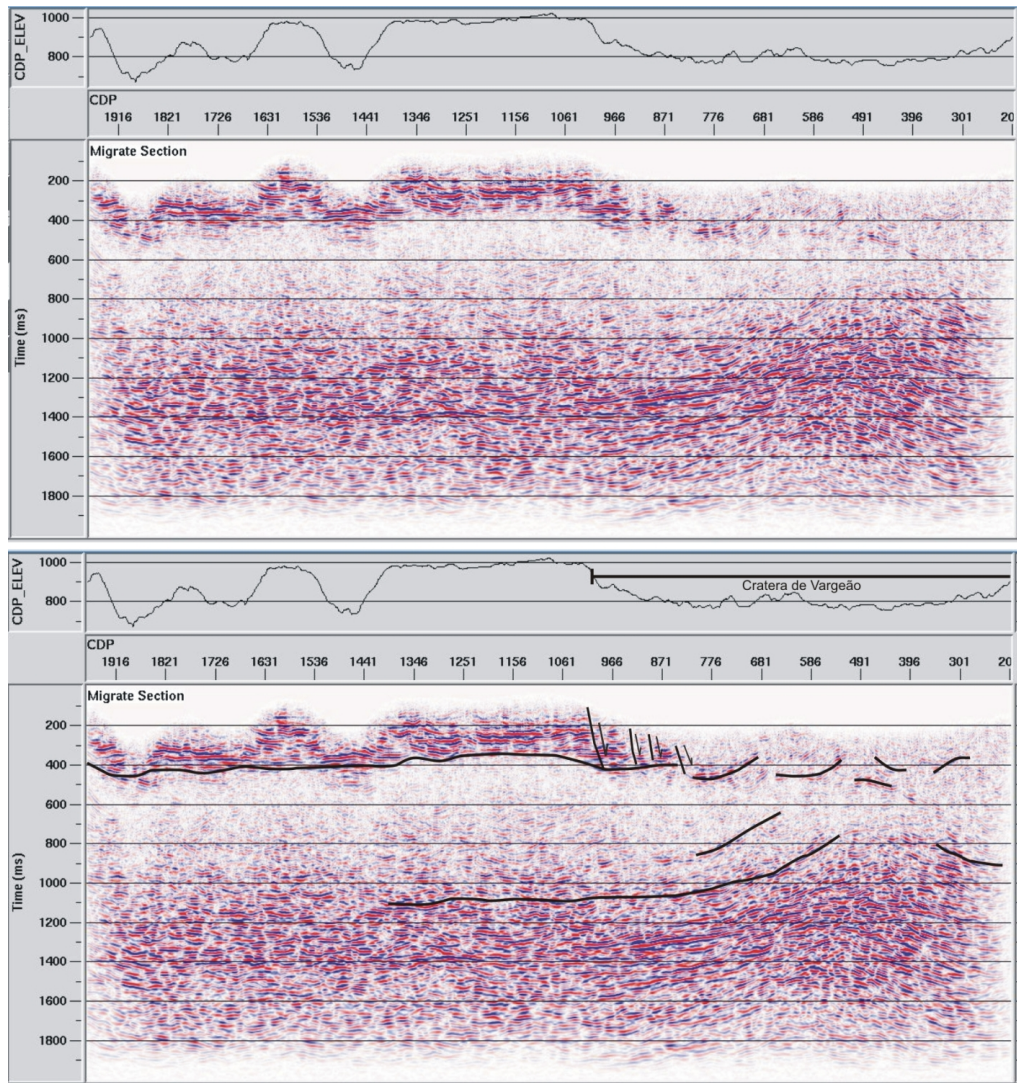


Figura 4.9: Seção sísmica 2D empilhada em tempo não interpretada e interpretada. Notar a (i) razoável delimitação da base dos derrames basálticos na região; (ii) presença das falhas normais na borda de Vargeão; e (iii) ocorrência de uma área em forma de um cone, no centro da cratera, em que há uma aparente zona com alta deformação.

(Zalán *et al.*, 1991). A sugestão de Paiva Filho *et al.* (1978) e Barbour & Corrêa (1981) de que essas estruturas poderiam estar relacionadas à formação da estrutura de Vargeão, não é suportada pelos dados magnéticos aqui analisados. De fato, a assinatura magnética da cratera indica uma interrupção da continuidade das feições magnéticas regionais.

2. A perda de resolução desses lineamentos magnéticos a partir da profundidade de

1000 m, observada a partir dos dados ASA-CA, é uma indicação que seu sinal magnético corresponde aproximadamente à espessura total do empilhamento de derrames de basaltos. Embora possam ter continuidade no restante da coluna sedimentar da bacia do Paraná, abaixo dos basaltos, elas não foram preenchidas por rochas suficientemente magnéticas, como por exemplo, diques máficos e/ou intrusões de natureza alcalina, conforme hipótese alternativa apresentada por Paiva Filho *et al.* (1978) e Barbour & Corrêa (1981) para explicar a origem do Domo de Vargeão.

3. A imagem IHS dos dados magnéticos e topográficos, integrada com o mapa geológico regional (Figura 4.8b), facilita a correlação das unidades geológicas com a assinatura magnética dos litotipos da Formação Serra Geral. Desse modo, a unidade Basaltos Alto Uruguai é interpretada como tendo uma assinatura magnética alta a média (0,067 - 0,030 nT/m); Ácidas Palmas média a baixa (0,030 - 0,014 nT/m); Ácidas Chapecó baixa (<0,014 nT/m) e Basaltos Cordilheira Alta alta (>0,067 nT/m);
4. Nos domínios da estrutura de Vargeão os dados magnéticos indicam que o alto magnético (0,324 nT/m) e o baixo magnético com forma anelar (0,025 - 0,002 nT/m) correlacionam-se, respectivamente, à unidade de brechas pseudotaquílicas e à unidade Ácidas Chapecó, esta última basculada para interior da estrutura.
5. Os dados sísmicos em tempo indicam que os conjuntos de lineamentos escalonados que ocorrem nas bordas de Vargeão correspondem a falhas normais de colapso, tipicamente formadas na etapa de modificação das crateras de impacto (French, 1998). Além disso, constatou-se no centro do Domo a presença de uma zona de formato cônico, em cujo interior pode-se inferir a existência de intensa deformação, em função da disposição desordenada dos refletores.

GEOLOGIA DA ESTRUTURA DE IMPACTO DOMO DE VARGEÃO

5.1 Introdução

Neste capítulo são apresentadas as relações de campo entre os diferentes litotipos encontrados no interior do Domo, bem como suas características petrográficas. Face aos objetivos do estudo, de caracterizar e delimitar espacialmente as diferentes unidades litológicas, optou-se por não individualizar de forma detalhada os derrames vulcânicos que ocorrem no Domo e seus contatos interderrames.

A cartografia geológica nas regiões próximas à borda da estrutura foi baseada essencialmente na ocorrência da unidade Ácidas Chapecó. A escolha desta unidade como horizonte-guia deve-se à sua fácil identificação no terreno e a sua continuidade lateral.

No entanto, este mesmo critério não pode ser aplicado para o interior do Domo de Vargeão, principalmente em sua porção central, pelo fato de as unidades Ácidas Chapecó e Basaltos Alto Uruguai estarem intensamente deformadas em decorrência do processo de formação da estrutura. O processo de impacto deformou essas unidades, obliterando muitas das suas características texturais e petrográficas originais, assim como suas relações de contato.

5.2 Limite interno próximo às bordas da cratera

No limite próximo à borda norte da estrutura de Vargeão ocorrem quatro derrames sucessivos da unidade Basaltos Alto Uruguai e um derrame da unidade Ácidas Chapecó

5.2 Limite interno próximo às bordas da cratera

(Figura 5.1 e 5.2a). A unidade Ácidas Chapecó possui uma morfologia típica de mesetas (platôs) ou morros residuais. Quando parcialmente preservados da erosão, os litotipos desta unidade representam um importante horizonte-guia, com boa regularidade e continuidade lateral na região (Figura 5.2a).

Os contatos entre os derrames podem ser identificados em imagens Landsat/ETM+, Terra/ASTER e em fotografias aéreas, graças à morfologia típica em degraus das encostas das elevações. No entanto, no interior da estrutura, a deformação se interpôs aos contatos estratigráficos originais, impossibilitando a individualização dos mesmos.

Os derrames da unidade Basaltos Alto Uruguai, em escala mesoscópica, são semelhantes entre si quanto à granulação, textura, cor e estruturas. Sua alteração intempérica levou à formação de blocos com típica esfoliação esferoidal de cor amarelo-avermelhada. Na zona vesicular-amigdaloidal há presença expressiva de brechas de topo de derrame (autobrechas) com espessuras superiores a 5 m (Figura 5.2b). Em escala de afloramento, a presença destas brechas representa um critério prático para a separação dos diferentes derrames.

A identificação de fenocristais euédricos de plagioclásio, imersos em uma matriz vítrea afanítica, é a principal característica para o reconhecimento dos quartzo-latitos pertencentes à unidade Ácidas Chapecó (Figura 5.2c). Em amostras de mão, a rocha sã exibe cor cinza-escura a cinza-esverdeada e, quando alterada, adquire tonalidades castanho a castanho-avermelhadas. Os fenocristais, geralmente com dimensão centimétrica, apresentam coloração verde pálido a esbranquiçado quando alterados.

Ao redor de toda a borda da estrutura de Vargeão ocorrem múltiplos conjuntos de falhas normais concêntricas e escalonadas, cujo mapeamento foi baseado na presença de blocos de quartzo-latito basculados para o interior da estrutura. Essas falhas são normais, em arcos descontínuos e concêntricos, interrompidos por estruturas radiais. Possuem altos mergulhos nas áreas próximas às bordas, os quais vão diminuindo gradativamente em direção à zona central da estrutura (Figura 5.1).

Em afloramento os derrames Alto Uruguai, localizados próximo à borda sudeste da

5.2 Limite interno próximo às bordas da cratera

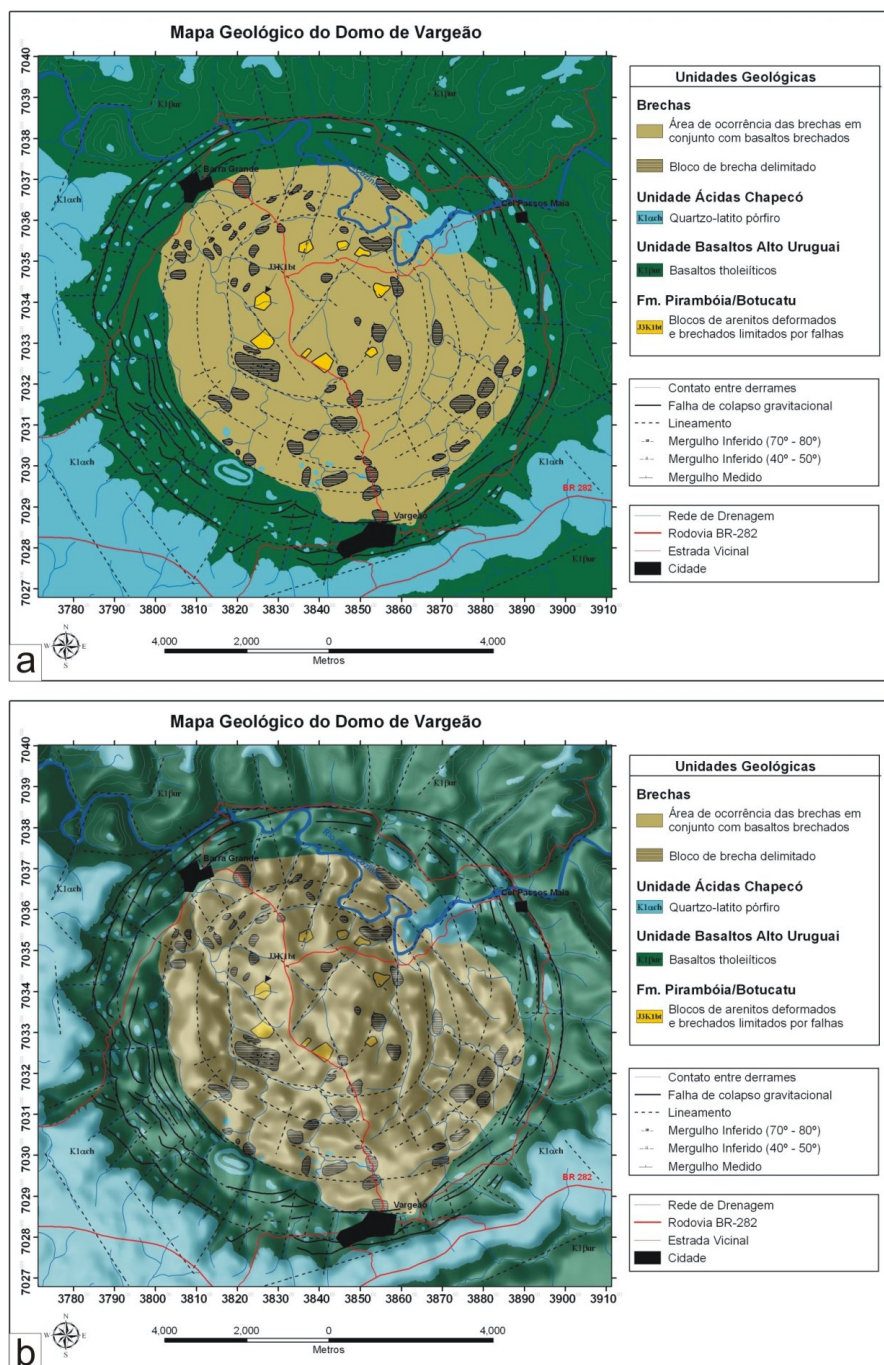


Figura 5.1: a) Mapa geológico simplificado da estrutura de Vargeão. O mapa geológico completo encontra-se no anexo B. b) O mesmo mapa geológico simplificado observado em a), mas integrado com a estrutura dos dados SRTM. O mapa geológico completo e integrado com os dados SRTM encontra-se no anexo C.

estrutura de Vargeão, estão associados a falhas sub-verticais (Figura 5.2d). O padrão dessas falhas é interpretado como reflexo das grandes falhas normais. Nesse contexto,

5.2 Limite interno próximo às bordas da cratera

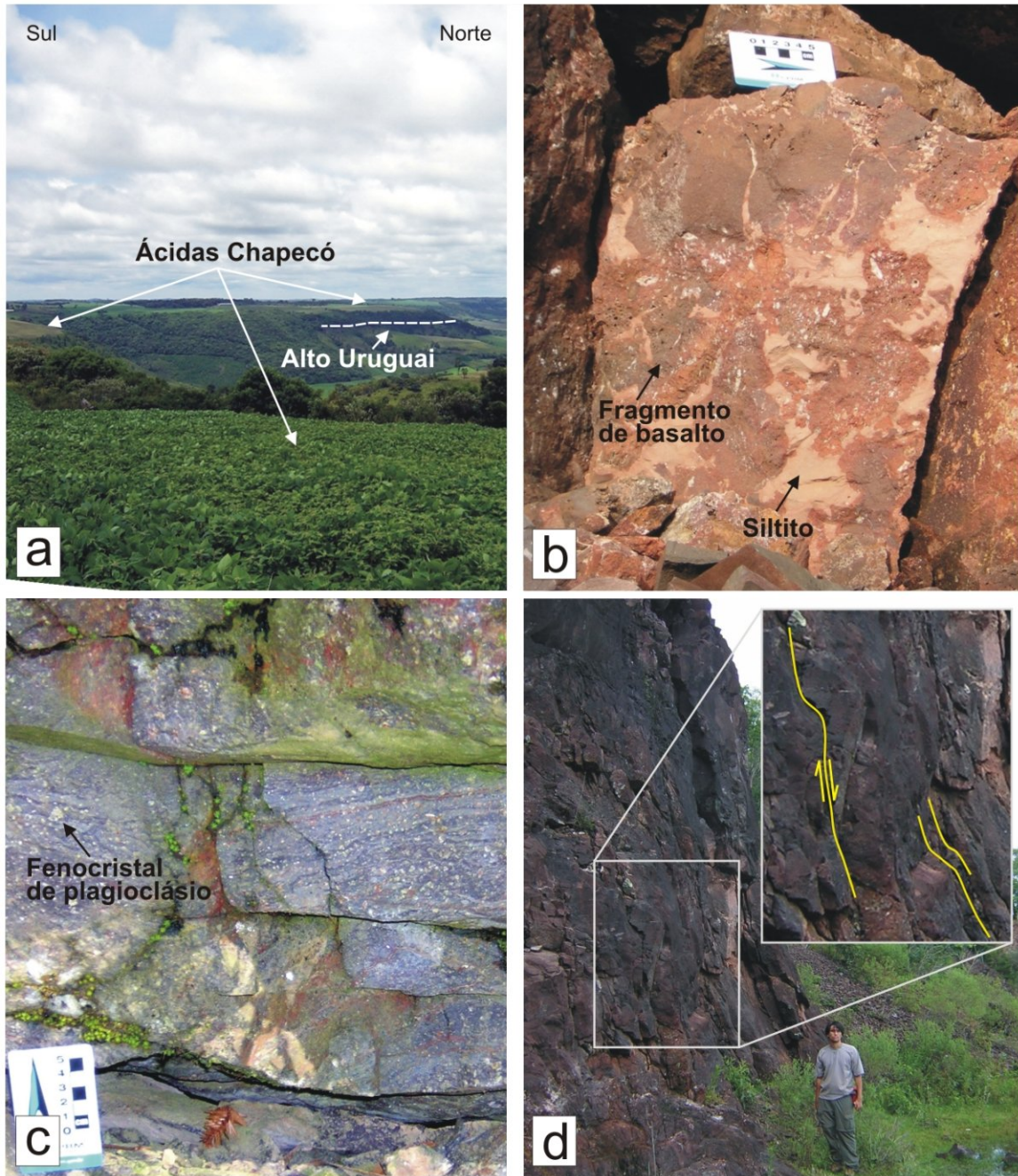


Figura 5.2: a) Vista parcial da borda sul da estrutura de Vargeão. Notar a morfologia de platôs ou mesetas sustentados pelos quartzo-latitos da unidade Ácidas Chapecó. b) Brecha de topo de derrame basáltico, onde os fragmentos vesiculares e amigdaloidais estão entremeados por siltitos, sem estruturas sedimentares identificáveis. c) Quartzo-latito, pertencente à unidade Ácidas Chapecó, com bandamento ígneo irregular e fenocristais de plagioclásio. A presença dos fenocristais imersos em uma matriz afanítica facilita o reconhecimento desta unidade em afloramento. d) Afloramento de basaltos em uma pedreira abandonada na borda sudeste da cratera. O padrão de falhas sub-verticais, observado em escala de afloramento, é interpretado como o reflexo das grandes falhas normais responsáveis pelo basculamento das Ácidas Chapecó. Na ampliação da área em destaque observam-se indicadores de movimento relativo.

a presença dos blocos de quartzo-latito no interior da cratera se deve ao basculamento provocado por essas falhas normais. Face à reologia do quartzo-latito ante aos processos de intemperismo e erosão, é possível que os múltiplos conjuntos concêntricos de cristas topográficas, observáveis em imagens orbitais e fotografias aéreas, sejam relacionados as ocorrências de blocos da unidade Ácidas Chapecó no interior da cratera (Figura 5.1).

Assim, nas regiões próximas às bordas da estrutura, a unidade Ácidas Chapecó ocorreria como múltiplos conjuntos de blocos segmentados pelas falhas normais e lateralmente segmentados por estruturas radiais. Esta interpretação difere daquela apresentada por Paiva Filho (2000), que mostra essa unidade como um único bloco contínuo, basculado para o interior da estrutura de Vargeão.

5.3 Porção central do Domo de Vargeão

Na porção central da estrutura foram reconhecidos arenitos deformados e brechas de arenitos, brechas com material fundido e rochas vulcânicas exibindo vários tipos de deformações associadas a impacto, cujas características são apresentadas a seguir.

5.3.1 Arenitos deformados e brechas de arenitos

Paiva Filho *et al.* (1978) foram os primeiros a relatar a ocorrência anômala em superfície de arenitos correlacionáveis às formações Botucatu e/ou Pirambóia, aflorando no centro da estrutura de Vargeão. Trata-se de uma anomalia localizada e única em todo o oeste do estado de Santa Catarina, uma vez que a posição estratigráfica normal destes arenitos é sotoposta às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Dados do poço pioneiro de petróleo 1RCH-0001-SC, distante 22 km a nordeste do Domo, posicionam o topo da Formação Pirambóia a uma profundidade de 1010 m e o topo da Formação Botucatu a 980 m.

Os principais afloramentos de arenitos no interior da estrutura se encontram bem

expostos devido às atividades de extração superficial de material agregado para a construção civil, atualmente paralisada. Isto ocorre no areial Ghisolfi, um dos maiores encontrados na estrutura de Vargeão (Figura 5.3a). Neste local foi observado um espesso pacote constituído predominantemente por arenitos deformados, com um horizonte conglomerático com aproximadamente 3 m de espessura, e um nível argiloso entre os arenitos, com cerca de 1 m de espessura (Figura 5.3b e 5.3c). Um nível argiloso foi observado no poço 1RCH-0001-SC, no contato entre as formações Pirambóia e Botucatu (ver a descrição do poço no Capítulo 1).

Segundo Zalán *et al.* (1986) e Milani *et al.* (1994), a base da Formação Botucatu é em geral caracterizada na bacia do Paraná pela presença de um horizonte conglomerático. Por outro lado, esses autores descrevem a Formação Pirambóia como sendo constituída por intercalações de níveis arenosos, ocasionalmente conglomeráticos, a argilosos. Assim, é possível que os corpos de arenitos presentes na estrutura de Vargeão sejam, efetivamente, partes das duas unidades, formações Botucatu e Pirambóia. Sua diferenciação é impossibilitada pela deformação que as afetou na porção central do Domo. A ascensão dessas rochas desde sua profundidade usual, nesta porção da bacia, é estimada em pelo menos 1.000 m. Desse modo, os arenitos encontrados no interior da estrutura de Vargeão são aqui referidos como Botucatu/Pirambóia, sem diferenciação entre estas duas unidades lito-estratigráficas.

Os arenitos afloram na forma de blocos descontínuos, exibindo uma disposição aproximadamente concêntrica, sendo espacialmente restritos ao núcleo da estrutura (Figura 5.1). O contato dos blocos de arenitos com as encaixantes, interpretado nos produtos de sensores remotos, possui um caráter abrupto e retilíneo, sendo caracterizado como um limite estabelecido por falhas. Os lineamentos com padrão radial e anelar, observados de forma conspícua em todas as imagens de sensores remotos, parecem estar relacionados a este sistema de falhas no núcleo da estrutura.

Nos afloramentos é possível encontrar blocos de arenitos de dimensões métricas com menor deformação. No entanto, percebe-se que em todas as ocorrências desses blocos

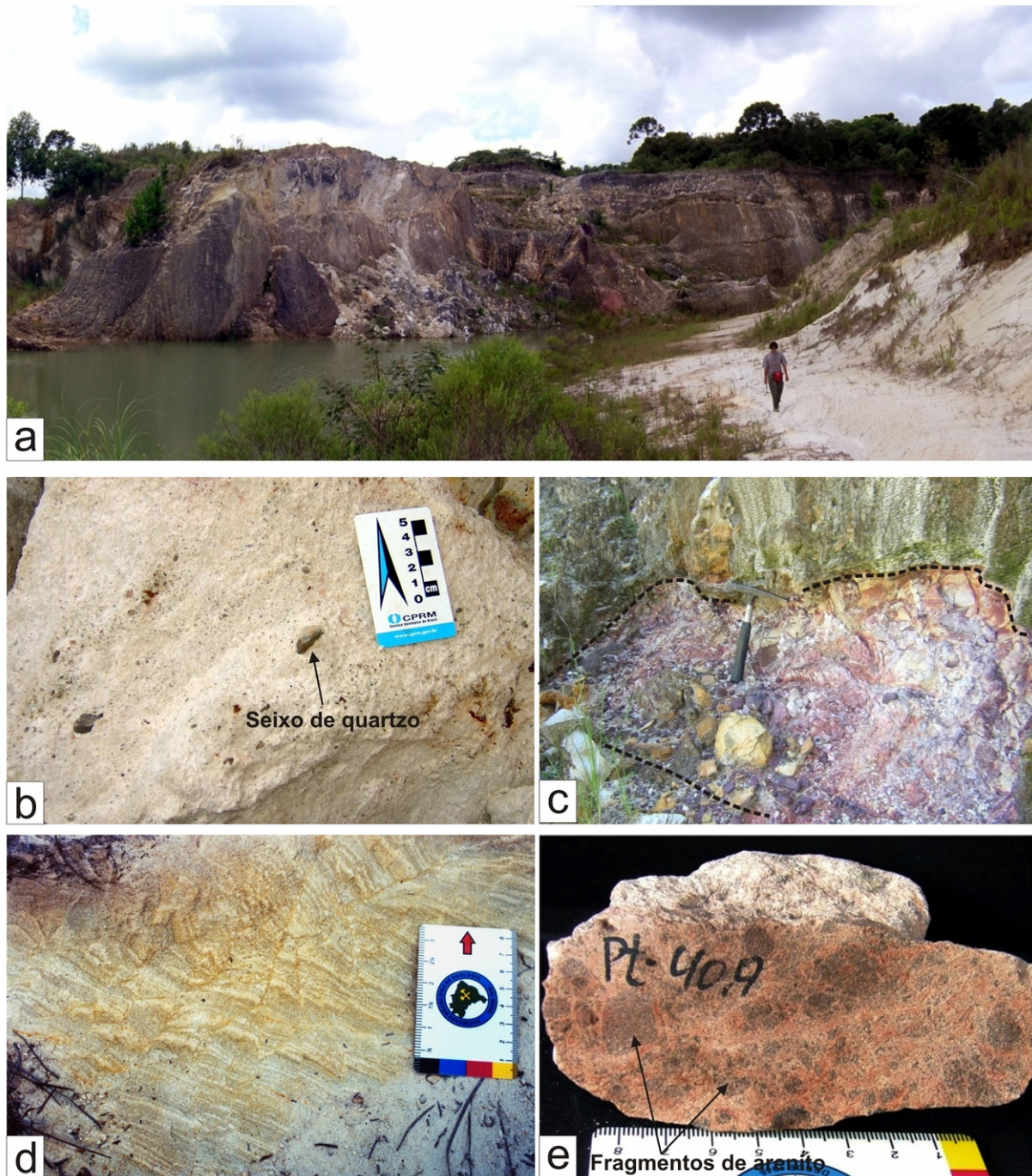


Figura 5.3: a) “Areial” Ghisolfi (foto) constitui o melhor local de exposição de arenitos deformados e brechas de arenitos, os quais contêm feições de metamorfismo de impacto. b) Nível conglomerático basculado presente no interior do “areial” Ghisolfi. Este nível é interpretado como sendo correlato a base da Formação Botucatu. c) Nível argiloso (destaque) basculado presente no interior do “areial” Ghisolfi, sendo interpretado como correlato aos intervalos argilo-siltosos, característicos da Formação Pirambóia. d) Estratificação cruzada nos arenitos encontra-se subverticalizada, contendo micro-falhas que deformam as delicadas feições sedimentares. e) Brecha de arenitos constituída por fragmentos de arenitos imersos em uma matriz quartzosa finamente cominuída.

a estratificação sedimentar original dos arenitos encontra-se muitas vezes em posição sub-vertical e que as rochas estão em geral fraturadas, falhadas ou brechadas (Figura 5.3d e 5.3e). As estratificações cruzadas de grande porte estão, em geral, basculadas, com mergulhos em direção à borda da estrutura.

Os blocos de arenitos afloram na forma de bancos com mais de 15 m de espessura. Em escala de afloramento os arenitos, quando menos deformados, são constituídos essencialmente por grãos de quartzo bem arredondados com seleção boa a moderada. Os grãos de quartzo (95%) são esféricos e bem arredondados, soldados por cimento de sobrecrescimento sintaxial de quartzo ou de quartzo microcristalino (Figura 5.4a). De modo subordinado (5%), ocorrem grãos de plagioclásio, microclínio e de quartzo microcristalino.

Em todos os corpos de arenitos aflorantes no interior da estrutura observou-se a presença expressiva de brechas (brechas monomíticas). A principal característica notada nestas rochas é a presença de fragmentos centimétricos de arenitos, imersos em uma matriz de grãos de quartzo (Figura 5.3e). A deformação imposta aos arenitos afeta todas as feições deposicionais e diagenéticas previamente desenvolvidas (Figura 5.4a). A deformação observada é dada principalmente por micro-falhamentos e fraturamentos dos grãos e o desenvolvimento de corredores de deformação (Figura 5.4a e 5.4b).

As micro-falhas deslocam todas as feições, originamente diagenéticas, sendo interpretadas como um processo de catáclase incipiente (Figura 5.4a). Nos corredores de deformação observa-se uma fragmentação indistinta dos grãos de quartzo e a obliteração integral das feições deposicionais e diagenéticas (Figura 5.4b). A fragmentação e cominuição dos grãos de quartzo propagam-se lateralmente além dos limites do corredor de deformação, aproveitando possíveis zonas de fraquezas pré-existentes entre os grãos e o cimento adjacentes (Figura 5.4b).

Os corredores de deformação individualizam os clastos de arenitos (Figura 5.3e) em uma matriz constituída essencialmente por uma mistura de grãos indeformados com outros fraturados, estilhaçados ou cominuídos (Figura 5.4c e 5.4d). Com o avanço da deformação

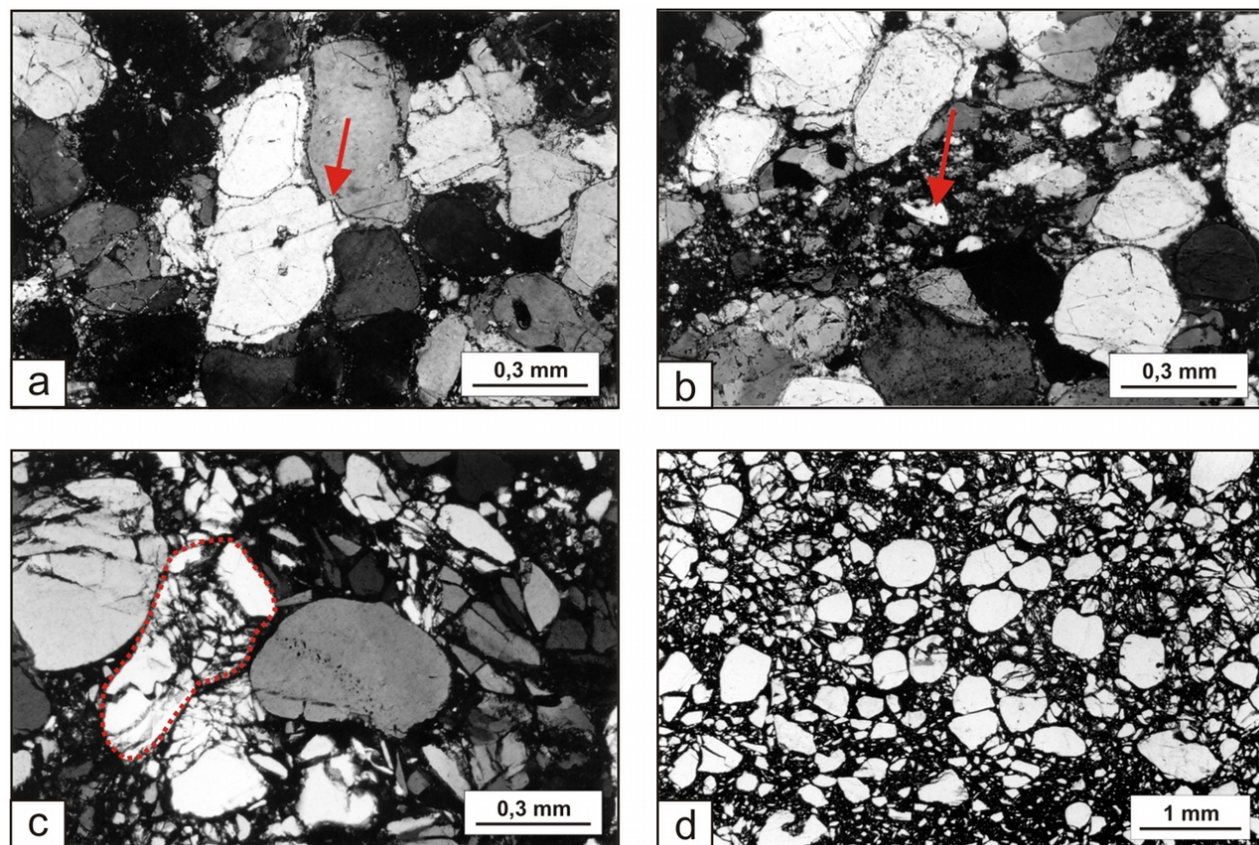


Figura 5.4: a) Lâmina proveniente dos arenitos deformados. A fotomicrografia ilustra uma deformação incipiente nos arenitos, posterior à formação do cimento silicoso sintaxial (seta em vermelho). As micro falhas deslocam todas as feições, originamente diagenéticas, sendo interpretadas como um incipiente processo de cataclase. Nicóis X. b) Lâmina proveniente das brechas de fragmentação de arenitos. A fotomicrografia ilustra corredores de deformação contínuos, onde se observa uma fragmentação indistinta dos grãos de quartzo e a obliteração integral das feições sedimentares e diagenéticas. Notar que os maiores fragmentos de grãos de quartzo estão envoltos um material quartzoso micrométrico (seta em vermelho). A fragmentação e cominuição dos grãos de quartzo propagam-se lateralmente além dos limites do corredor de deformação, aproveitando possíveis zonas de fraquezas pré-existentes entre os grãos e o cimento adjacentes. Nicóis X. c) Lâmina proveniente das brechas de fragmentação de arenitos. A fotomicrografia ilustra uma área da matriz onde um grão central de quartzo foi totalmente fragmentado ou esmigalhado (detalhe em vermelho). É interessante notar que justaposto a este grão ocorrem dois grãos parcialmente resistentes à deformação. Interpreta-se que o processo de deformação desses grãos seja *in situ* e heterogêneo, aproveitando-se de zonas de fraquezas pré-existentes. Nicóis X. d) Lâmina proveniente das brechas de fragmentação de arenitos. A fotomicrografia ilustra uma matriz contendo fragmentos de grãos de quartzo micrométricos em coexistência com grãos aparentemente sem qualquer deformação. A textura observada parece representar o resultado uma fragmentação *in situ*, uma vez que muitos grãos estão totalmente fragmentados, mas não desagregados. Nicóis X.

há uma intensa diminuição do tamanho dos fragmentos de grãos de quartzo presentes na matriz. Tais características sugerem que o processo de fragmentação e cominuição desses grãos tenha se dado *in situ* e de forma heterogênea, aproveitando-se de zonas de fraquezas pré-existentes.

A partir das feições encontradas nos arenitos, e também nas brechas derivadas, pode-se observar uma grande similaridade com o processo de ruptura e fragmentação mecânica observado nas brechas com material fundido (*melt-fragment breccia*) das rochas vulcânicas das formações Basaltos Alto Uruguai e Ácidas Chapecó. A deformação observada nos arenitos deve-se a processos de fragmentação, não envolvendo a fusão do material particulado fino.

No entanto, há uma única ocorrência de um dique, com 3 a 5 cm de espessura, constituído por material oxidado em meio a um bloco de arenito deformado. Em seção delgada, a análise do material proveniente desse veio revelou que sua constituição é uma mistura de grãos de quartzo indeformados com grãos totalmente fragmentados e estilhaçados imersos em uma matriz afânítica oxidada. Esta matriz oxidada é similar àquela encontrada nas brechas com material fundido (*melt-fragment breccia*), podendo assim representar a injeção de material fundido.

5.3.2 Brechas com material fundido (*melt-fragment breccias*)

Barbour & Corrêa (1981) classificaram como brechas tectônicas as brechas encontradas no interior da estrutura de Vargeão, formadas principalmente a partir dos vulcanitos da Formação Serra Geral. Eles as relacionaram geneticamente ao evento responsável pelo soerguimento dos arenitos Pirambóia/Botucatu, sem contudo especificar o tipo de evento causador da deformação.

Neste trabalho admite-se que as brechas presentes na estrutura de Vargeão possuem grande similaridade com brechas com material fundido (*melt-fragment breccias*). No entanto, é possível que hajam corpos de brechas pseudotaquilíticas em Vargeão, como

5.3 Porção central do Domo de Vargeão

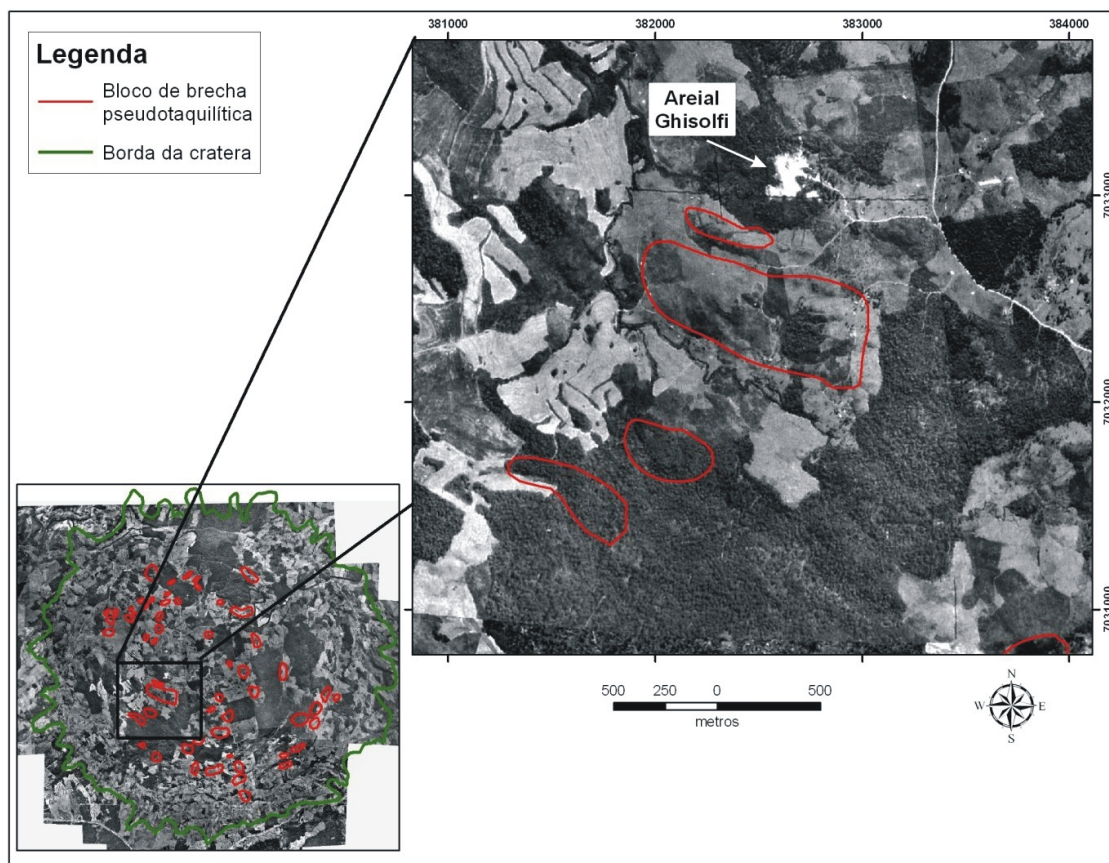


Figura 5.5: As ocorrências das brechas com material fundido destacam-se em meio à topografia da parte central da estrutura de Vargeão por formarem corpos resistentes à erosão, tornando possível a sua delimitação em fotografias aéreas. A fotografia aérea em detalhe ilustra esse tipo de assinatura em um bloco de brecha de fácies A, próximo ao areial “Ghisolfi”.

aquelas encontradas em Vredefort (África do Sul) e Sudbury (Canadá) (Reimold, 1995; Spray, 1995; Reimold, 1998; Stöffler & Grieve, 2001; Dressler & Reimold, 2004). O NADM-SLTT (2004) acrescenta a definição de pseudotaquilito de impacto como sendo o material vítreo afanítico presente em veios ou diques ou brechas maciças associados ao assoalho de crateras de impacto. O pseudotaquilito de impacto é caracterizado pela grande quantidade de fragmentos líticos, deformados ou não, imersos em uma matriz parcialmente vítrea.

As brechas do interior do Domo de Vargeão foram reunidas em uma única unidade (Figura 5.1). Os blocos dessas brechas constituem corpos bastante resistentes a erosão, tornando possível a sua delimitação em fotografias aéreas (Figura 5.5).

Esta unidade ocorre de uma forma aleatória no interior da estrutura, muitas vezes entremeada às encaixantes vulcânicas. Em afloramento observou-se a presença de blocos de brechas com material fundido falhados e cavalgados é um indicativo que houve movimentação de material no momento de formação dessas rochas, ou posteriormente no estágio de modificação (Figura 5.6).

As brechas com material fundido são constituídas por uma matriz de minerais finamente pulverizados e por fragmentos líticos. Esta matriz pode estar parcial ou totalmente oxidada, o que confere a essas rochas tonalidades marcantes de vermelho a rosa. A unidade foi subdividida em dois fácies distintos. Esta subdivisão baseou-se no tipo de fragmentos contidos em sua matriz, muito embora as características texturais nas escalas macro e microscópicas sejam similares entre si. O fácies A possui somente fragmentos de basaltos provenientes da unidade Alto Uruguai, enquanto o fácies B contém fragmentos somente da unidade Ácidas Chapecó.

Ambos os fácies são formados por um mosaico de fragmentos das unidades Basaltos Alto Uruguai e Ácidas Chapecó imersos em uma matriz oxidada. Não foram observadas misturas de fragmentos das duas unidades numa mesma brecha, o que reforça a idéia de que se trata de brechas autóctones. O fácies com fragmentos de basalto ocorre em todo interior do Domo, enquanto que aquele com fragmentos da unidade Ácidas Chapecó encontra-se restrita à parte centro-sul da estrutura.

Em escala de afloramento ocorrem dois tipos de padrões texturais típicos nas brechas com material fundido. O primeiro foi observado apenas nas brechas com fragmentos da unidade Basaltos Alto Uruguai e o segundo em brechas com fragmentos provenientes da unidade Ácidas Chapecó ou Basaltos Alto Uruguai.

O primeiro padrão é caracterizado por basalto fraturado e fragmentado, entremeado por uma série de diques centimétricos e uma rede anastomosada de veios milimétricos oxidados (Figura 5.7a). Os veios oxidados milimétricos não ocorrem entre todos os espaços dos fragmentos, de modo que um grande número dos fragmentos ainda continua em contato entre si.



Figura 5.6: Afloramento de brechas com material fundido localizado próximo da saída da cidade de Vargão, pela estrada vicinal principal que dá acesso ao centro da estrutura. No detalhe interpreta-se que o movimento aparente dos blocos falhados indica um cavalgamento relativo do bloco superior sobre o inferior.

Em algumas áreas observa-se que fragmentos de basalto com dimensões centimétricas estão cortados por diques oxidados com espessuras de até 10 cm. Em geral, a partir destes diques oxidados originam-se as ramificações dos veios oxidados de dimensões milimétricas (Figura 5.7a). O espaço entre os fragmentos de basalto é preenchido pelos veios de dimensões milimétricas que adquirem uma forma característica de “Y”.

O segundo padrão textural exhibe fragmentos de basalto de dimensões sub-centimétricas a centimétricas, imersos em uma matriz totalmente oxidada que ocupa todos os espaços entre os fragmentos (Figura 5.7b). Não é possível observar mais a presença dos veios ou diques oxidados, sendo sua principal característica o caráter maciço (Figura 5.7c e 5.7d).

Na região centro-sul da estrutura de Vargeão ocorrem de modo localizado brechas de basalto, com a matriz constituída por quartzo, calcita e zeólitas. Estas brechas são cortadas por veios e diques oxidados similares àqueles encontrados nas unidades de brechas de fragmentação e com material fundido (Figura 5.7e e 5.7f).

Poulos (2007) relacionou essas brechas com a matriz de quartzo e calcita ao evento de impacto, interpretando-as como brechas monomíticas alóctones ou de preenchimento da cratera. No entanto, é possível que as brechas com a matriz de quartzo, calcita e zeólitas sejam de origem vulcânica, pois, no presente trabalho não foram encontradas nessas brechas evidências de deformação típicas de choque.

Os fragmentos de basaltos encontrados no fácies A possuem, nos casos estudados, uma textura subofítica e intergranular (Figura 5.8a). Esta textura é típica das porções internas de derrames espessos, onde a cristalização de feldspatos e piroxênios pode prosseguir após a solidificação do topo e base dos derrames. Esses fragmentos estão imersos em uma matriz vítrea parcialmente oxidada. Seus limites irregulares com a matriz indicam um processo de fragmentação mecânica, enquanto o vidro pode representar o resultado de uma fusão *in situ* do particulado fino.

Os minerais essenciais no fácies A são dadas por ripas euédricas de bitownita e labradorita (45%) e prismas curtos, subédricos, de augita e pigeonita (35%). Já os minerais

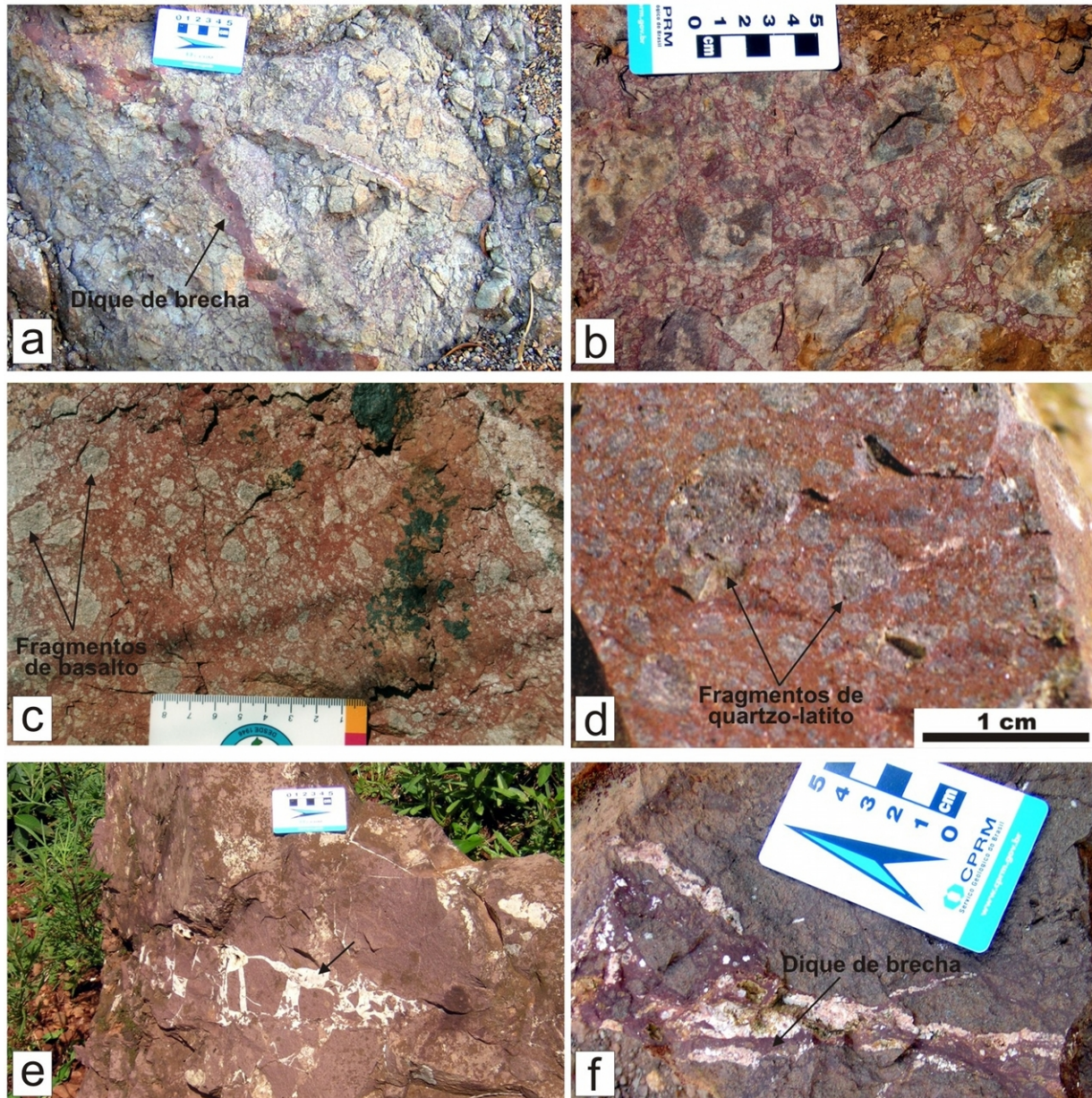


Figura 5.7: a) Dique de brecha com material fundido encaixada em um bloco de brecha de fragmentação mecânica. As brechas de fragmentação são compostas de fragmentos basalto em uma matriz, finamente cominuída, composta por fragmentos líticos e minerais. Observar que os veios oxidados de dimensões milimétricas presentes na brecha de fragmentação mecânica ramificam-se a partir do dique de brecha com material fundido. b) Brecha com material fundido maciça onde os fragmentos centimétricos de basaltos estão totalmente imersos em uma matriz agora oxidada. c) Brechas com material fundido no fácies A (fragmentos de basaltos) e d) fácies B (fragmentos de quartzo-latitos). Em alguns afloramentos percebe-se que essas fácies possuem fragmentos centimétricos a milimétricos totalmente imersos em uma matriz oxidada afanítica. e) Brecha em basalto com matriz constituída por quartzo, calcita e zeólitas. f) Brecha com matriz de quartzo, calcita e zeólitas cortada pelos diques de brechas similares àqueles encontrados nas brechas com material fundido.

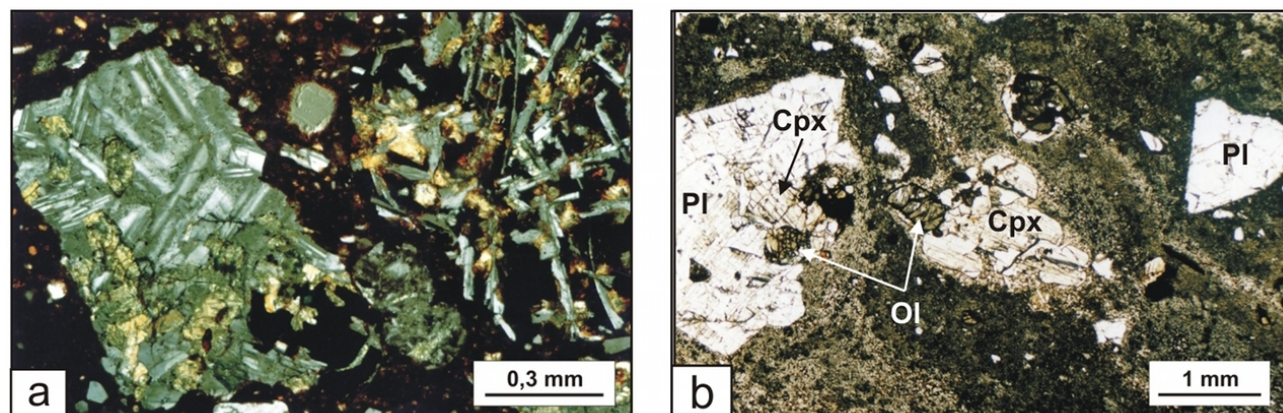


Figura 5.8: a) Lâmina de brecha com material fundido no fácies A com fragmentos angulares e irregulares de basaltos subofítico e intergranular. Os fragmentos estão imersos em uma matriz vítrea parcialmente oxidada. Os limites irregulares dos fragmentos indicam um processo de fragmentação mecânica, enquanto o vidro pode representar o resultado de uma fusão *in situ* do particulado fino. Nicóis X. b) Lâmina de brecha com material fundido no fácies B mostrando somente o arranjo interno de um único fragmento de quartzo latito preservado da deformação e oxidação. O fragmento de quartzo-latito possui estrutura fluidal, dada pelas bandas claras e escuras. É possível observar um glômero de plagioclásio (Pl) + piroxênio (Px) + olivina (Ol) imersos em uma matriz microcristalina. Nicóis //.

acessórios são: magnetita euédrica a subédrica (5%), que preenche os interstícios entre plagioclásio e clinopiroxênio, zeólitas (5%), argilo-minerais diversos (5%) e calcita (5%).

Os fragmentos de quartzo-latitos no fácies B possuem textura porfírica a glomero-porfírica com fenocristais euédricos a subédricos de andesina-labradorita (35%), augina e pigeonita (30%), olivina (20%) magnetita (10%) imersos em uma matriz vítrea maciça ou fluidal (Figura 5.8b). Os acessórios incluem argilominerais diversos, zeólitas e calcita (5%).

Em alguns fragmentos de quartzo-latito é possível notar a fluidalidade original da matriz microcristalina, bem preservada e delineada por bandas claras e escuras (Figura 5.8b). A presença de fragmentos de cristais, de glômeros e a existência de bandas devitrificadas com características distintas fazem supor que se trate originalmente de ignibritos. A recristalização, entretanto, impede uma identificação precisa.

Em sua maioria os fragmentos líticos nas brechas com material fundido possuem bordas serrilhadas e, em alguns casos, contato gradacional com a matriz oxidada (Figura

5.8a). O material vítreo presente nestas rochas possui cor verde oliva, sendo transparente e límpido quando observado em luz natural (Figura 5.9a). Em geral, o contato do material vítreo com a frente de oxidação é gradacional, um indicativo que o processo de oxidação foi posterior à formação dessas brechas (Figura 5.9a). Os minerais ao longo das bordas dos fragmentos líticos encontram-se fraturados. Em alguns locais dessas bordas observa-se que os minerais foram deslocados do fragmento lítico, estando inseridos na matriz parcialmente oxidada (Figura 5.9b).

A matriz foi subdividida em dois tipos morfológicos, com relação de contato gradual e suave entre si. O primeiro tipo foi caracterizado como um material finamente granular, formado essencialmente por minerais pulverizados que podem ou não estar oxidados. Em algumas porções pode-se observar que o material particulado não oxidado é assimilado ou deslocado para o interior do material vítreo (Figura 5.9c).

O segundo tipo é uma matriz afanítica parcial ou inteiramente oxidada (Figura 5.9c e 5.9d). A oxidação observada nessas rochas é aqui interpretada como resultante de um processo de oxidação supergênico. Assim, as porções em lâmina delgada da matriz com textura fluidal, de resfriamento brusco e contatos globulares, indicam que o material foi outrora vítreo (Figura 5.9c e 5.9d).

Ao microscópio é possível encontrar, em geral nas proximidades dos fragmentos líticos, uma matriz vítrea razoavelmente preservada da oxidação. O material vítreo preservado, com dimensões de aproximadamente 30 μm , em luz natural é transparente e de cor verde, possuindo um contato gradacional com o material oxidado (Figura 5.9a).

Material vítreo parcialmente preservado da oxidação também pode ser identificado de forma isolada na matriz oxidada. Em geral ele apresenta algum contato globular com a matriz oxidada, indicando que, na época de sua formação, havia condições para que o material fundido pudesse fluir pela matriz e até mesmo englobar parte da matriz particulada em seu interior (Figura 5.10a, 5.10b e 5.10c).

Embora estes vidros estejam parcialmente oxidados é possível identificar delicadas texturas arborescentes de resfriamento brusco, globulitos, trichitos e micrólitos

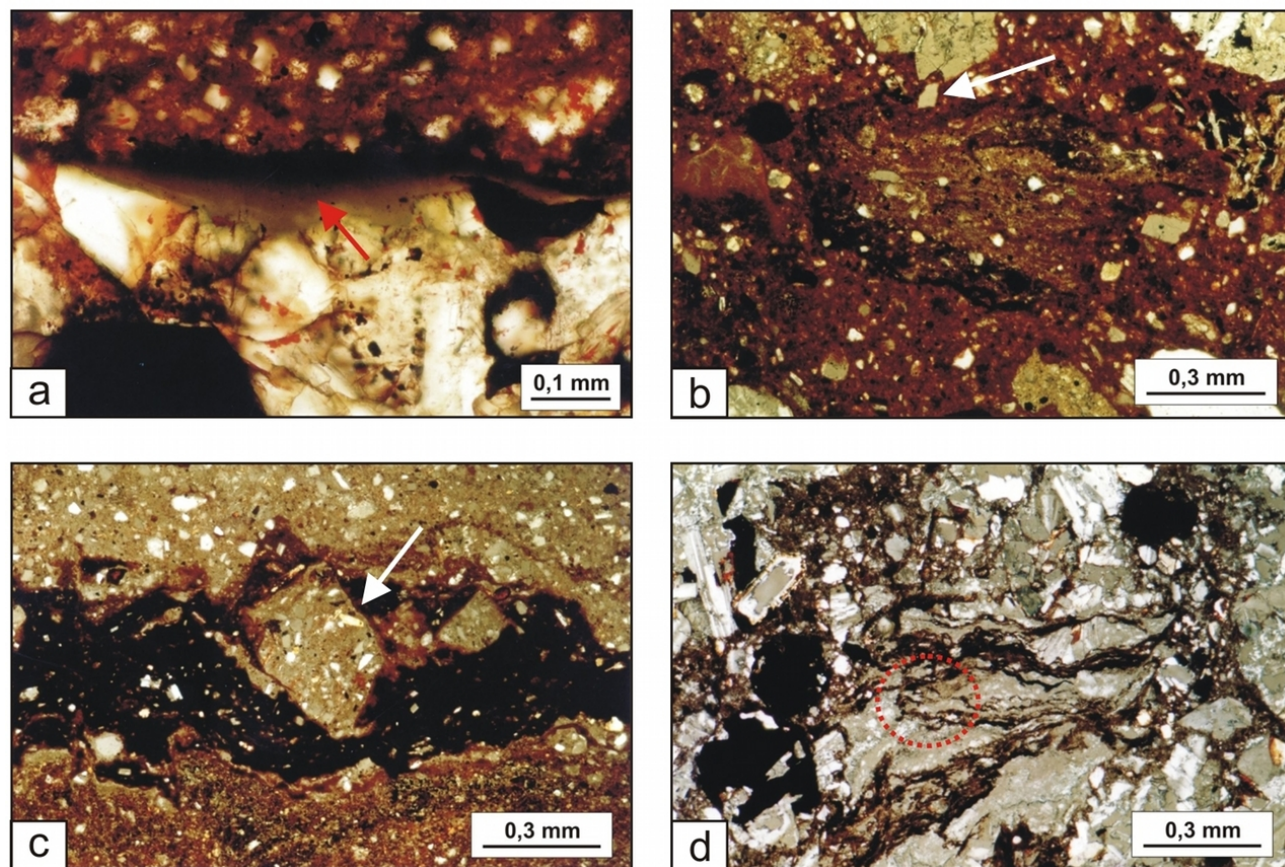


Figura 5.9: a) Lâmina de vidro presente nos bordos de um fragmento de basalto, nas brechas com material fundido no fácies A. O vidro possui cor verde oliva, sendo transparente e límpido quando observado em luz natural. Observar o contato gradacional com a frente de oxidação, um indicativo que o processo de oxidação foi posterior à formação dessas brechas (seta). Nicóis //. b) Lâmina da matriz de uma brecha com material fundido. Notar que o fragmento mineral (seta) parece ter pertencido originalmente ao fragmento maior, acima, a partir do qual se destacou. O fragmento mineral é assimilado pelo vidro, escuro e parcialmente oxidado, entremeado ao material pulverulento. Nicóis //. c) Lâmina da matriz de uma brecha com material fundido. A parte superior e inferior da fotomicrografia indica o material com textura pulverulenta, constituído por um particulado micrométrico de minerais. A parte central da fotomicrografia é constituída por um vidro escuro com textura fluidal que aparentemente resultou da fusão do material pulverizado. O vidro envolve fragmentos maiores do material pulverizado, alguns em vias de se desprender totalmente (seta). Fragmentos minerálicos inteiramente isolados do material pulverizado estão inteiramente envolvidos pelo líquido fundido. Nicóis //. d) Lâmina da matriz de uma brecha com material fundido. Notar que as vênulas de vidro estão entremeadas com o material pulverulento e parecem ter origem de veios insipientes de vidro (círculo). Nicóis X.

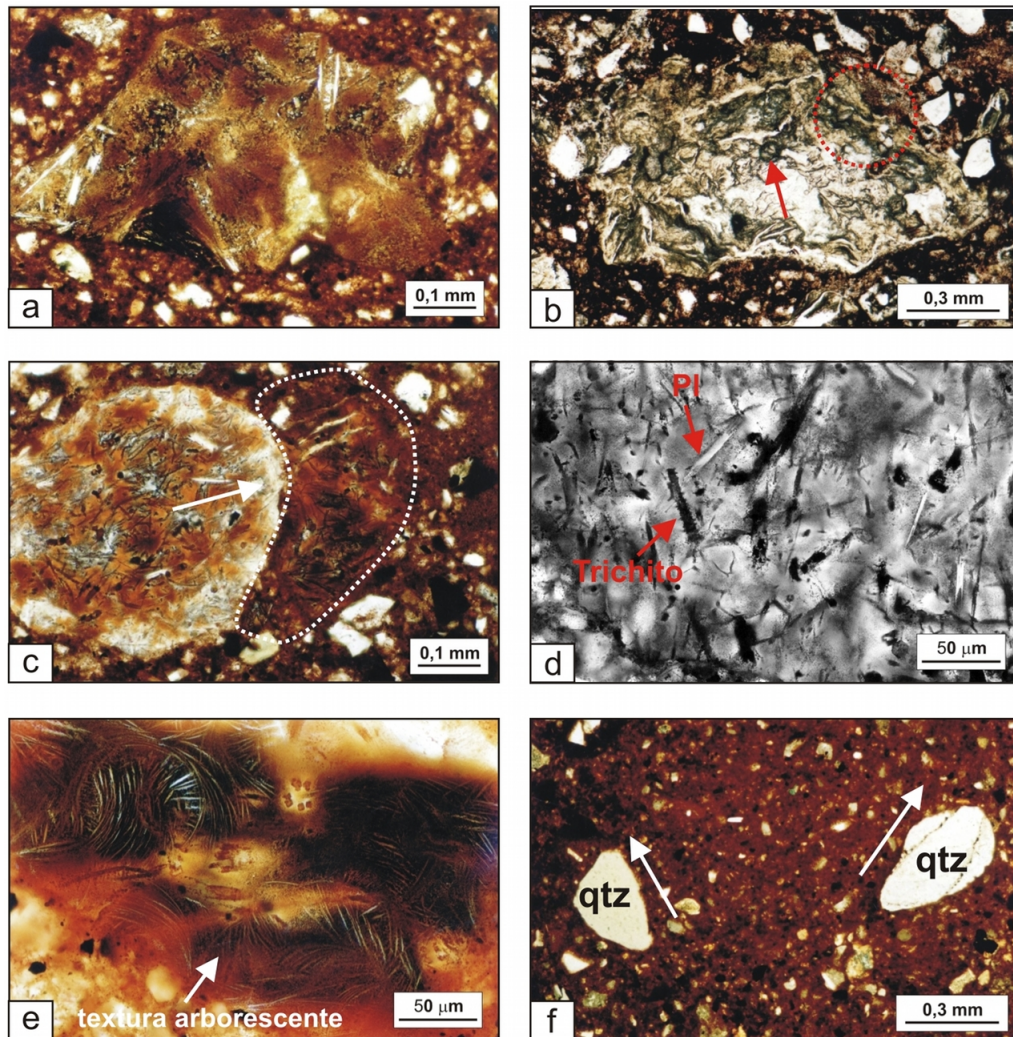


Figura 5.10: a) Glóbulo de vidro presente nas brechas com material fundido no fácies A. O vidro possui textura arborescente de resfriamento brusco e micrólitos esqueléticos de plagioclásio. A forma hidrodinâmica e os bordos ondulados do vidro indicam que este glóbulo na época de sua formação, enquanto líquido fundido havia condições para que o mesmo pudesse fluir pela matriz. Nicóis //. b) Glóbulo de vidro presente nas brechas com material fundido de fácies A, contendo uma delicada textura de resfriamento bruto dada por globulitos (seta). Notar que na área em destaque (círculo) há presença de finas vênulas de material fundido assimilado pelo glóbulo. Nicóis //. c) Glóbulo de vidro presente nas brechas com material fundido do fácies A. O vidro presente na parte centro esquerda da fotomicrografia foi originalmente esférico, mas o seu deslocamento (seta) provocou o amoldamento líquido fundido (detalhe tracejado) em seu entorno. A desmistura entre os dois líquidos fundidos não foi completa uma vez que é possível delinear o limite entre os dois vidros. Nicóis //. d) e e) Detalhe de diferentes glóbulos de vidros contendo diferentes texturas de resfriamento brusco arborescentes, micrólitos esqueléticos de plagioclásio (Pl) e trichitos. Nicóis //. f) Lâmina da matriz de uma brecha com material fundido. Grãos de quartzo (qtz) indeformados com formato de gota são interpretados como bolhas de gás desmisturado do líquido fundido da matriz. As abóbodas dirigem-se em sentido divergente (seta) indicando possivelmente a existência de uma pressão confinante. Nicóis //.

esqueléticos de plagioclásio (Figura 5.10a, 5.10b, 5.10c, 5.10d, 5.10e). Nas mesmas lâminas onde foram encontrados esses vidros é comum a presença de quartzo indeformado com formas arredondadas, ou em forma de gotas dispersas aleatoriamente no interior da matriz oxidada (Figura 5.10f). Essas estruturas são interpretadas como bolhas de gás desmisturado do líquido fundido da matriz.

Pelas descrições acima das brechas com material fundido é possível interpretar que a formação dessas rochas envolveu dois processos interligados espacialmente. O primeiro foi à ruptura e fragmentação mecânica *in situ* dos basaltos e quartzo-latitos, levando à formação de partículas desde dimensões centimétricas até submicroscópicas. O segundo processo envolveu a fusão possivelmente do material finamente particulado (formação de líquidos) que, solidificado, constitui o vidro parcialmente oxidado encontrado nas brechas. Em função da oxidação pronunciada nem sempre é possível identificar com segurança se a matriz encontrava-se originalmente na forma de pó ou vidro.

Os contatos globulares e fluidais do vidro com matriz oxidada indicam que, na época de formação das brechas, havia condições suficientes para que estes vidros pudessem fluir em meio à matriz. É possível que parte da matriz muito oxidada fosse vítrea e que esta fusão se deu de forma aleatória no interior dos espaços preenchidos por particulados muito finos. As pequenas celas com textura de resfriamento brusco comprovariam a existência momentânea de calor latente, capaz de levar à fusão parte do material particulado fino.

5.4 Feições de metamorfismo de impacto

Diversas hipóteses foram levantadas anteriormente para explicar a origem do Domo de Vargeão. Inicialmente, foi sugerido que a estrutura estaria relacionada a uma intrusão alcalina sub-aflorante de idade cretácea, como as de Lajes e Anitápolis, também no Estado de Santa Catarina (Paiva Filho *et al.*, 1978; Barbour & Corrêa, 1981). Entretanto, as similaridades morfológicas com outros astroblemas, juntamente com a ocorrência de

feições de deformação planar (PDFs), descritas inicialmente por Crósta (1987) e Hachiro *et al.* (1993), relacionam a origem do Domo a um processo de impacto de corpo celeste.

A investigação sobre a ocorrência de feições diagnósticas de deformação por impacto foi objeto do presente trabalho. Dentre as feições identificadas encontram-se *shatter cones* em arenitos e em basaltos (Figura 5.11a e 5.11b, respectivamente) e feições planares de deformação (Figura 5.11c, 5.11d). Os principais afloramentos em que foram encontradas as feições de impacto ocorrem na porção central da cratera, principalmente nos acessos às antigas áreas de extração de areia ou em afloramentos de brechas.

Os *shatter cones* em basaltos e arenitos possuem dimensões entre 12 e 35 cm e foram encontrados em quatro localidades próximas ao centro da estrutura (Figura 5.11a e 5.11b). Em Vargeão estas feições macroscópicas de impacto possuem um aspecto cônico ou quase cônico estriado, apresentam características tridimensionais, exibindo molde e contra molde quando rompidas. Estas estruturas exibem as mesmas características daquelas presentes outras estruturas de impacto.

Estruturas tipo fraturas planares (PFs) e feições de deformação planar (PDFs), embora não ocorram de forma abundante, estão presentes nos seixos fraturados do horizonte conglomerático dos arenitos encontrados no interior do Domo de Vargeão (Figura 5.11c e 5.11d). As PFs ocorrem orientadas segundo uma única direção, em geral com comprimento entre 0,5 a 0,8 mm e espaçamento de 0,2 a 0,5 mm entre si. Os PDFs possuem espessura de 1 a 3 μm e, em geral, estão associados às PFs.

Os PDFs nos grãos de quartzo das brechas de arenitos não ocorrem na mesma quantidade como nos seixos fraturados. No entanto, quando presentes, possuem planos com até três conjuntos de direções que, em geral, apresentam espessuras de 1 a 2 μm e espaçamento de 2 a 6 μm entre si.

A mensuração da direção cristalográfica dos PDFs e PFs foi feita utilizando-se a platina universal. A técnica e os procedimentos utilizados para essa mensuração encontram-se descritos no apêndice A desta dissertação. Devido à quantidade restrita dessas feições nas amostras analisadas não foram realizadas mensurações suficientes

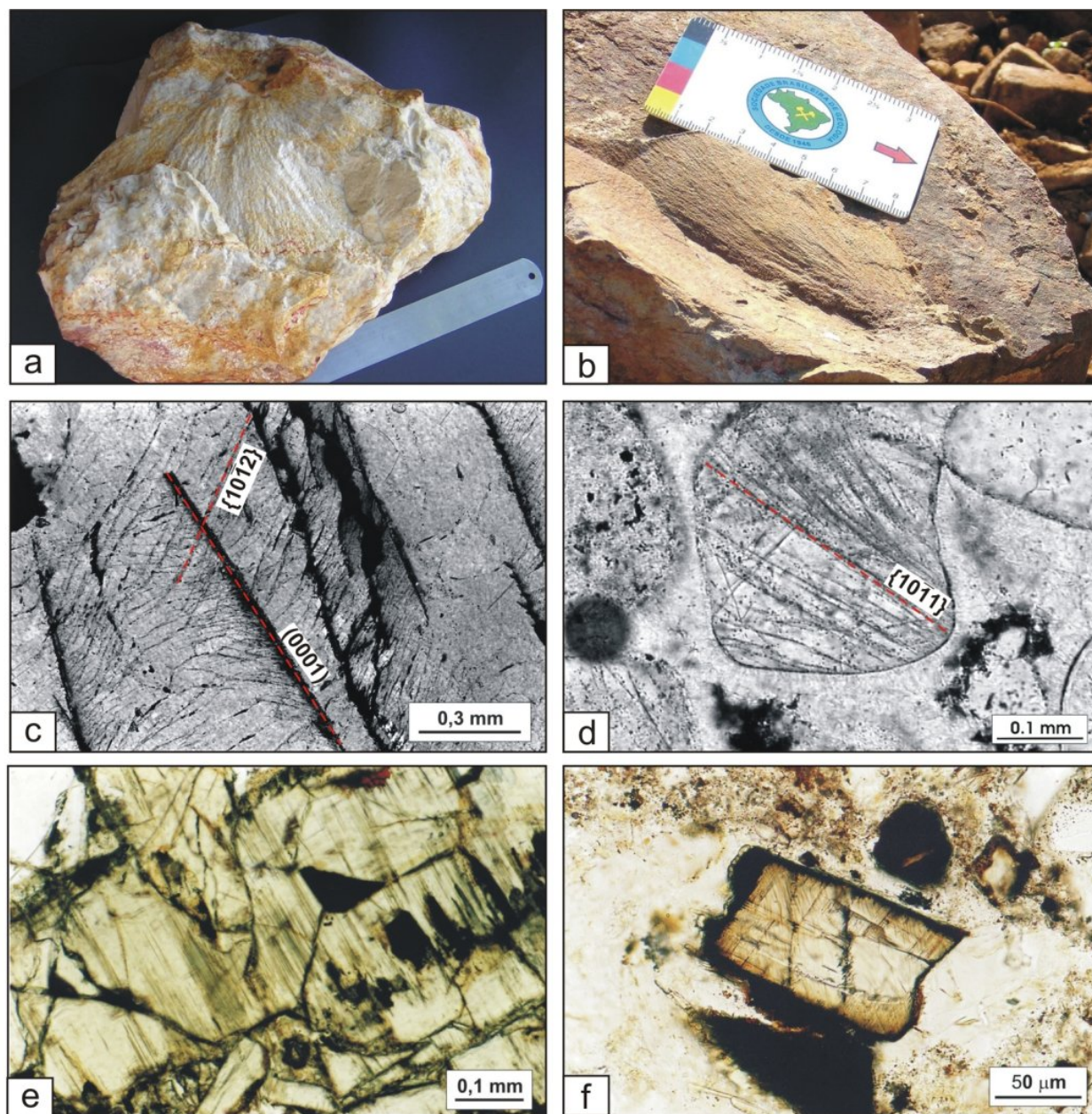


Figura 5.11: a) Feição tipo *shatter cone* em arenito. Notar o aspecto cônico estriado. Ver texto para maiores detalhes. b) Feição tipo *shatter cone* em basalto. Observar que as estrias não estão presentes em uma superfície plana, mas em uma superfície cônica convexa. Ver texto para maiores detalhes. c) Feições de deformação planar (PDFs) com duas direções em quartzo proveniente dos seixos fragmentados do nível conglomerático. Ver texto para maiores detalhes. Nicóis X. d) PDFs com três direções bem definidas em grão de quartzo proveniente das brechas de fragmentação de arenitos. Ver texto para maiores detalhes. Nicóis //. e) e f) Feições planares identificadas em clinopiroxênios presentes nas brechas com material fundido. Ver texto para maiores detalhes. Nicóis //.

para que houvesse uma representatividade estatística das principais direções de planos (Figura 5.12a e Tabela 5.1). No entanto, os conjuntos de planos aqui medidos foram comparados com os resultados obtidos por Poulos (2007) e Hachiro *et al.* (1993) - Figura 5.12b.

Poulos (2007) estudou detalhadamente as feições de impacto presente no Domo realizando a mensuração de 55 PDFs e 26 PFs. Seus resultados indicam que os PDFs principais estão orientados segundo as direções cristalográficas $\{11\bar{1}1\}$ (16%) e $\{11\bar{1}2\}$ (9%) - Figura 5.12b. As PFs estão orientadas principalmente segundo o eixo-c (0001) (54%). Ao contrário dos resultados apresentados por Hachiro *et al.* (1993), Poulos (2007) não encontrou planos orientados segundo $\{10\bar{1}3\}$.

Os resultados aqui obtidos para os PDFs e PFs de Vargeão estão em concordância com aqueles publicados por Hachiro *et al.* (1993) e Poulos (2007), quanto à presença das direções cristalográficas (0001), $\{11\bar{1}1\}$ e $\{11\bar{1}2\}$ nas amostras de arenitos deformados ou brechados (Figura 5.12a). Segundo Stöffler & Langenhorst (1994) e French (1998), os PDFs segundo direções $\{11\bar{1}1\}$ e $\{11\bar{1}2\}$ são tipicamente encontradas em estruturas de impacto, sobre substrato cristalino, cujo regime de pressões alcançou entre 12 a 25 GPa.

Uma ampla quantidade de feições planares com caráter penetrativo foi observada em clinopiroxênios presentes nas brechas de matriz vítrea (Figura 5.11e e 5.11f). Estas feições ocorrem como conjuntos de planos paralelos com uma única direção, com espessuras de 1 a 2 μm e de espaçados 2 a 4 μm .

Os clinopiroxênios em que estas feições ocorrem foram analisados no microscópio eletrônico de varredura (MEV) para os elementos Na, Mg, Al, Si, Ca, Ti, Mn e Fe (Figura 5.13a e 5.13b). Esta análise semi-quantitativa revelou que a superfície dos clinopiroxênios não apresenta uma alteração composicional brusca para os elementos analisados (Figura 5.13c e 5.13d).

Os estudos quanto às deformações por impacto em piroxênios são escassos na literatura científica. Em geral, há somente menções à presença de PDFs nestes minerais (Stöffler & Langenhorst, 1994; French, 1998). A ausência de pesquisas de metamorfismo de impacto em minerais ferromagnesianos deve-se, principalmente, ao fato de que a

Tabela 5.1: Orientações cristalográficas típicas encontradas nos quartzo de arenitos deformados e brechas de arenitos de Vargeão. Para maiores informações a cerca do método de mensuração das direções cristalográficas dos PDFs ver o Anexo A. Siglas: Hz (horizontal), vert (vertical), y (amarelo), b (azul), R (direita), L (esquerda).

Sigla	Feição	Orientação	Azimute A_1	Inclinação A_2
OA1	eixo-c	Hz (y, $n\omega$)	37°	8,5° L
OA1.2	eixo-c	Hz (y, $n\omega$)	36°	9° L
OA1.3	eixo-c	Hz (y, $n\omega$)	37°	6° L
PF1	PF	vert N-S	41°	13° R
PF1.2	PF	vert N-S	42°	16° R
PF1.3	PF	vert N-S	40°	18° R
PF1.4	PF	vert N-S	43.5°	14° R
OA2	eixo-c	Hz (y, $n\omega$)	45°	19° R
OA2.2	eixo-c	Hz (y, $n\omega$)	47,5°	20° R
OA2.3	eixo-c	Hz (y, $n\omega$)	47°	22° R
PDF1	PDF	vert N-S	9°	19° R
PDF2.2	PDF	vert N-S	5,5°	16° R
PDF2.3	PDF	vert N-S	5°	18° R
PDF2.4	PDF	vert N-S	8°	17° R
OA3	eixo-c	Hz (y, $n\epsilon$)	154°	19° L
OA3.2	eixo-c	Hz (y, $n\epsilon$)	154°	17° L
OA3.3	eixo-c	Hz (y, $n\epsilon$)	156°	15° L
PDF3	PDF	vert N-S	93°	12° R
PDF3.2	PDF	vert N-S	71°	18° R
PDF3.3	PDF	vert N-S	91°	17° R
PDF3.4	PDF	vert N-S	99°	21° R

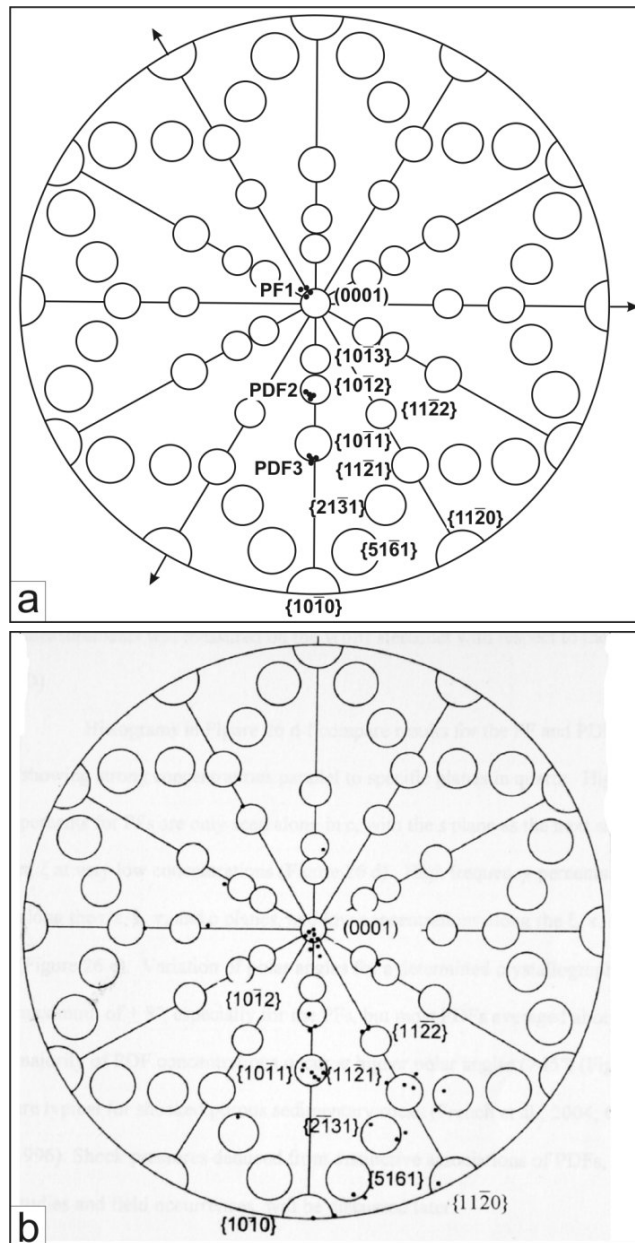


Figura 5.12: Distribuição das direções cristalográficas de PDFs e PFs para arenitos deformados e brechas de arenitos. As direções cristalográficas obtidas em a) foram confrontadas com os dados de Poulos (2007) em b). Notar a congruência dos dados principalmente para as direções $\{11\bar{1}1\}$ e $\{11\bar{1}2\}$.

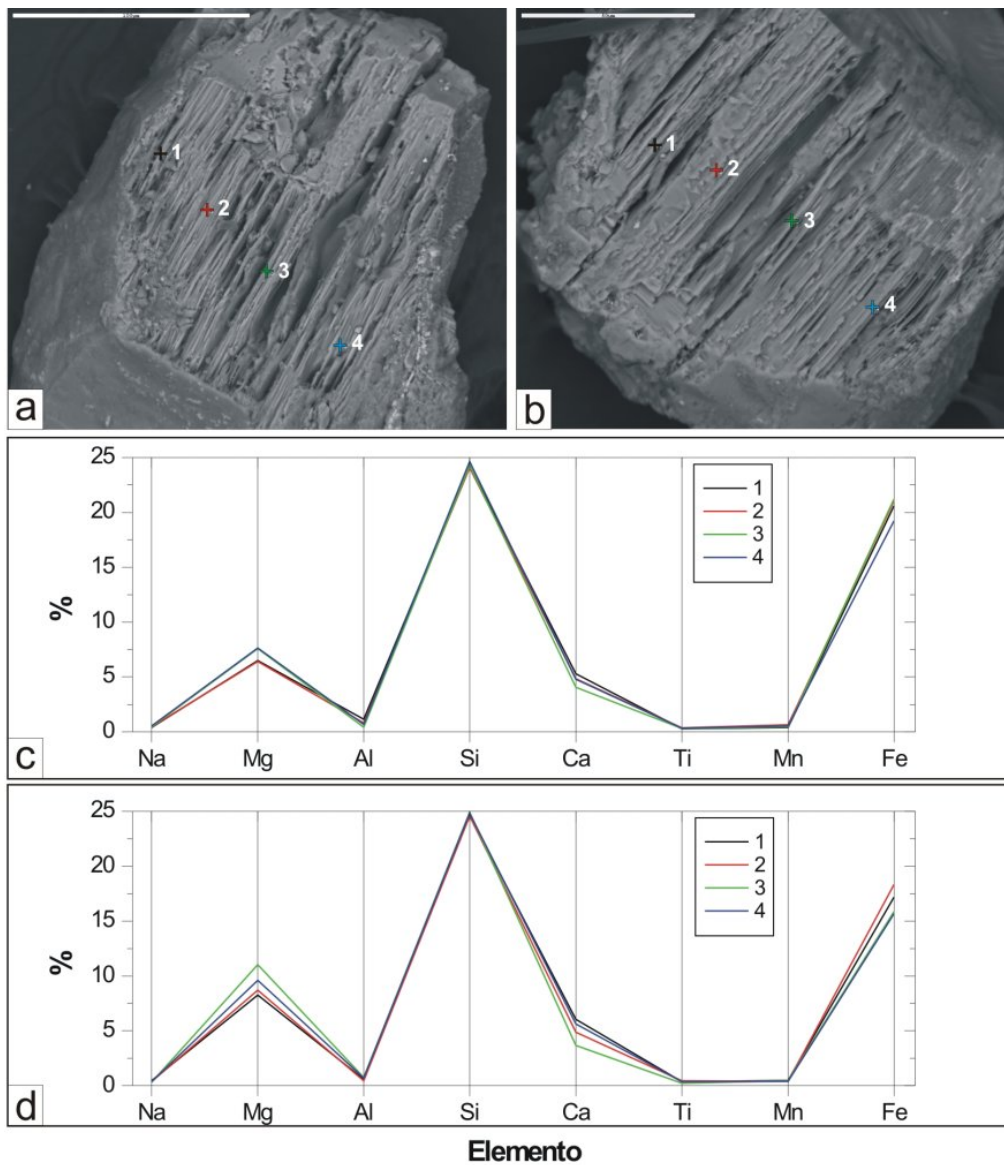


Figura 5.13: a) e b) Análise de piroxênios em MEV (microscópio eletrônico de varredura) revelou que as feições planares possuem caráter penetrativo ao longo de todo o cristal. c) e d) Em cada grão foi realizado um perfil para a análise semiquantitativa dos elementos Na, Mg, Al, Si, Ca, Ti, Mn e Fe. O perfil c) é referente ao clinopiroxênio em a) e o perfil em d) a b). A análise ao longo da superfície dos clinopiroxênios não apresenta uma alteração brusca para os elementos analisados. Ver texto para maiores detalhes.

maioria das estruturas de impacto terrestres não ocorre em substrato vulcânico (French, 2004).

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

6.1 Introdução

A integração de dados geofísicos, sensoriamento remoto e geológicos permitiu a caracterização do arcabouço estrutural e das principais unidades geológicas relacionadas ao Domo de Vargeão. A partir dos resultados obtidos com a análise desses dados pode-se concluir que:

- Os lineamentos regionais de direção NE-SW, observados em todos os dados de sensoriamento remoto e aeromagnéticos, podem ser correlacionados com a zona de falha Lancinha-Cubatão (Zalán *et al.*, 1991). Pelas características analisadas, essas duas estruturas são possivelmente pretéritas ao evento de impacto que levou à formação do Domo.
- A análise integrada dos dados magnéticos (principalmente o sinal analítico do campo anômalo - ASA-CMA) permite associar distintas assinaturas magnéticas às unidades da Formação Serra Geral presentes na área do Domo de Vargeão. Nesse sentido, a unidade Basaltos Alto Uruguai mostra uma assinatura caracterizada por valores médios a altos (0,067-0,030 nT/m), a unidade Ácidas Palmas por valores médios a baixos (0,030-0,014 nT/m), a unidade Ácidas Chapecó a valores baixos (<0,014 nT/m) e a unidade Basaltos Cordilheira Alta a valores altos (>0,067 nT/m).
- No ASA-CMA, a zona de valores magnéticos altos (0,324 nT/m) e a região anelar de valores baixos (0,025-0,002nT/m), constatadas no interior da estrutura de Vargeão, correspondem, respectivamente, às áreas de ocorrência de brechas pseudotaquiliticas e às exposições dos blocos da unidade Ácidas Chapecó basculados por falhas.

- O conjunto de lineamentos escalonados que delimitam as bordas da estrutura de Vargeão corresponde a falhas normais, cujas expressões em superfície encontram-se muito bem expressas nas imagens orbitais dos sensores Landsat/ETM+, Terra/ASTER e Radarsat-1 e, em sub-superfície, nos dados sísmicos em tempo.
- O conjunto de cristas topográficas alinhadas, observado principalmente no modelo digital de elevação SRTM próximos às bordas do Domo, correspondem possivelmente a blocos da unidade Ácidas Chapecó basculados para o interior da estrutura.
- As brechas identificadas e delimitadas na parte central do Domo correspondem a brechas de impacto com material fundido (*melt-fragment breccias*) em basaltos e quartzo-latitos e também a brechas monomícticas em arenitos.
- Foram identificadas feições de metamorfismo de impacto do tipo *shatter cones* e PDFs, as quais corroboram a origem por impacto para o Domo de Vargeão. As medidas de PDFs obtidos a (0001), $\{11\bar{1}1\}$ e $\{11\bar{1}2\}$ estão em concordância com os resultados apresentados por Hachiro *et al.* (1993) e Poulos (2007).

6.2 Modelo para a formação das brechas com material fundido

A partir do mapeamento geológico e da análise petrográfica das rochas presentes no interior da estrutura de Vargeão pode-se interpretar as brechas com material fundido como resultantes de dois processos combinados. O primeiro envolveu a ruptura e fragmentação mecânica dos basaltos e quartzo-latitos, ao passo que o segundo produziu a fusão do particulado fino que, solidificado, constitui os vidros parcialmente oxidados encontrados nestas rochas.

O impacto de corpos celestes é o único fenômeno conhecido capaz de causar uma grande compressão momentânea, confinada e de grandes proporções, capaz de produzir,

durante a descompressão, além da fragmentação da rocha, a grande quantidade de calor latente necessária para produzir a fusão. A geração e dissipação de calor latente através da fusão são restritas aos locais onde originalmente houve maior concentração das forças de compressão. No caso das brechas da estrutura de Vargeão, isto ocorreria ao longo de fraturas milimétricas a centimétricas do material rochoso que sofreu o processo de ruptura e fragmentação.

É importante ressaltar que basaltos toleíticos possuem temperaturas de fusão próximas a 1200 °C, a pressões de 1 atm. Certamente será difícil estimar, no presente caso, a pressão confinada aos estreitos espaços das fraturas, no momento em que a fusão ocorreu. Porém, de qualquer forma, as temperaturas envolvidas devem ser próximas a esta ordem de grandeza.

Um indicativo para pressões de confinamento durante a fusão é a situação verificada em magmas basálticos subaquáticos, nos quais os gases dissolvidos no líquido não se desmisturam como fase independente, a pressões superiores a 20 atm, equivalentes a 2000 m de lâmina d'água (Easton & Johns, 1986). No presente caso, foi observada a formação de bolhas de gás, indicando que a desmistura ocorreu localmente. Presença de bolhas próximas que se deslocam em sentidos divergentes pode significar que as mesmas não estavam submetidas apenas à força da gravidade, havendo também um componente de confinamento.

As brechas com material fundido aqui descritas apresentam feições muito particulares e incompatíveis com processos geológicos de longa duração. Os vidros gerados poderiam eventualmente ser confundidos com os chamados pseudotaquilitos de falhas, característicos de movimentação tectônica brusca, em condições crustais. Entretanto, a expressão areal e o caráter maciço das brechas encontradas no interior da estrutura de Vargeão são muito distintos. De fato, as brechas com material fundido de Vargeão não constituem corpos de formato aproximadamente tabulares, que seriam de se esperar no caso de serem resultantes de movimentação de falhas. Estas rochas distribuem-se sub-horizontalmente, de forma penetrativa, ocorrendo somente no interior e próximo ao centro do Domo.

No entanto, devido a avançado grau de erosão presente em Vargeão é possível a ocorrência de brechas pseudotaquilíticas. Segundo Reimold (1995) e Dressler & Reimold

(2004), a ocorrência penetrativa de brechas pseudotaquilíticas de impacto é observada em estruturas de impacto nas quais há exposição do assoalho da cratera, como em Sudbury e Vredefort. Para Reimold (1998), os modelos propostos para a origem destas brechas, ainda carecem de estudos referentes à definição do tipo de processo de fusão envolvido, se por fricção, compressão ou descompressão, e do(s) estágio(s) de formação de uma cratera de impacto em que estas rochas foram geradas.

Por outro lado, a ocorrência de brechas polimícticas, compostas por fragmentos de mais de uma unidade litoestratigráficas, não foi observada no interior da estrutura de Vargeão. Essas brechas geralmente se depositam gravitacionalmente acima do nível relativo ao assoalho da cratera original, sob a forma de camadas. Em Vargeão, a não ocorrência de brechas polimícticas constituídas por fragmentos de basaltos e de quartzo-latitos e arenitos, das formações Botucatu e Pirambóia, sugere que:

- Os níveis atuais de erosão da estrutura de Vargeão são relativamente profundos, tendo causado a remoção completa das brechas polimícticas.
- A deformação necessária para a geração de brechas polimícticas de impacto não atingiu profundidades suficientes para afetar as rochas das formações Botucatu e Pirambóia, que regionalmente se encontram entre 900 e 1000 m abaixo da superfície atual. A exposição dos arenitos em superfície foi causada por processos de ascensão, ocorridos nas fases finais de formação da estrutura (fase de modificação da cratera original), juntamente com processos erosivos.

6.3 Modelo para a formação do Domo de Vargeão

Neste trabalho propõe-se um modelo geológico qualitativo para a formação da estrutura de Vargeão, baseado na integração dos dados geofísicos e geológicos em diversas escalas. Este modelo propõe uma explicação para a formação das brechas pseudotaquilíticas no assoalho da cratera e para a forma ocorrência dos blocos de arenitos, delimitados por falhas e arranjos de forma concêntrica na parte central de Vargeão.

A partir do estágio de formação do núcleo central soerguido da cratera do tipo complexa de Vargeão (Figura 6.1a), seria de se esperar que, ao final do estágio de

modificação, os arenitos ficassem expostos em toda a área central do núcleo soerguido. No entanto, não é o que se observa em Vargeão, uma vez que a unidade de brechas pseudotaquilíticas ocorre na parte central da estrutura. Uma possível explicação para este fato é a desestabilização gravitacional do núcleo central soerguido e o seu conseqüente desmoronamento, ocorridos na fase de modificação da cratera (Figura 6.1b).

Com isto, ocorreria o extravasamento lateral dos arenitos que constituíam o interior do núcleo soerguido e a sua exposição como blocos falhados e descontínuos, na forma aproximada de um anel concêntrico ao redor da parte central da estrutura. Os processos erosivos encarregar-se-iam então de conformar a parte central de Vargeão, tendo ao centro a área de ocorrência das brechas pseudotaquilíticas, circundada por um arranjo concêntrico e descontínuo de blocos de arenitos deformados e brechas de arenitos (Figura 6.1c).

Algumas estimativas quantitativas acerca das dimensões do projétil que originou a cratera de Vargeão, da área física diretamente afetada pelo impacto, da energia cinética liberada pelo processo de impacto, da radiação termal e da escala de abalos sísmicos podem ser obtidos a partir de dois programas compilados por Melosh & Beyer (1999) e Collins *et al.* (2005). Os resultados obtidos com o algoritmo de Collins *et al.* (2005) permitem quantificar, além dos parâmetros acima citados, também os danos causados para a população e construções, caso um evento de colisão do porte do que formou a estrutura de Vargeão viesse a ocorrer em um área habitada, nos dias de hoje.

A partir do programa de Melosh & Beyer (1999) obteve-se a estimativa (i) de um diâmetro entre 320 a 512 m para o corpo celeste causador do impacto; (ii) da energia liberada de 6.600 MTons (440.000 iguais à de Hiroshima); e (iii) intervalo de formação da cratera de 12,5 s. Os resultados acima foram obtidos assumindo-se que o diâmetro final da cratera de Vargeão é de 12 km, a densidade do substrato alvo de $2.900 \text{ Kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (basalto), velocidade do projétil de 20 km/s (72.000 km/h), densidade do projétil de $8.000 \text{ Kg} \cdot \text{m}^{-3}$, aceleração da gravidade de $9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ e ângulo de incidência de 45° .

No programa de Collins *et al.* (2005) foram adotadas como variáveis o diâmetro do projétil de 400 m, densidade do projétil de $8000 \text{ Kg} \cdot \text{m}^{-3}$, velocidade do projétil de 20 km/s, ângulo de incidência de 45° e densidade do substrato alvo igual a $2.700 \text{ Kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (embasamento cristalino). Neste algoritmo não é possível determinar a densidade do

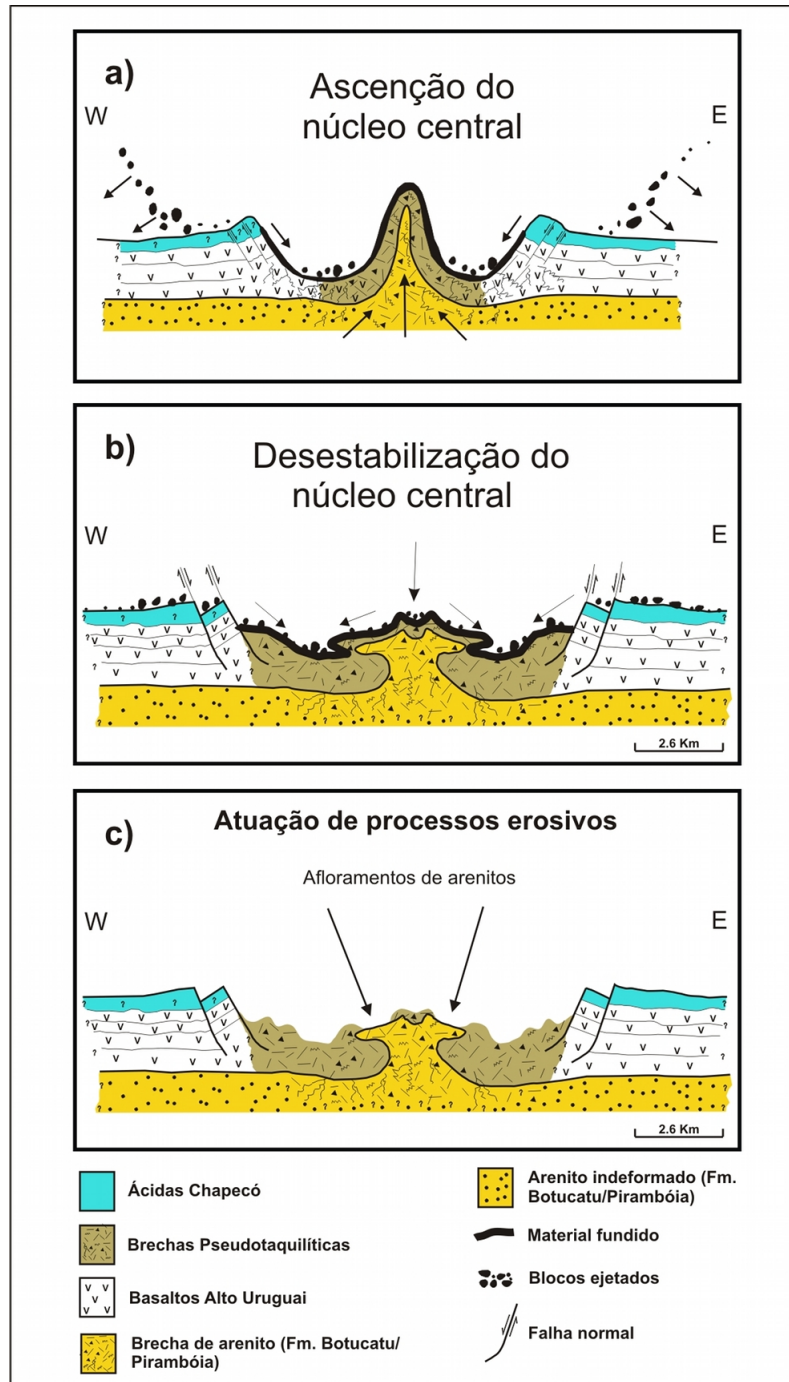


Figura 6.1: Modelo geológico qualitativo para a formação da cratera de Vargeão. a) Ascensão do núcleo central soerguido, com a concomitante deformação dos litotipos não aflorantes, subjacentes ao assoalho da cratera, constituídos neste caso conjuntamente pelos basaltos da Formação Serra Geral e pelos arenitos das formações Botucatu e/ou Pirambóia; b) Desestabilização gravitacional do núcleo central soerguido e o seu conseqüente desmoronamento; c) A atuação de processos erosivos expondo as brechas pseudotaquiliticas na maior parte do interior da estrutura e um arranjo concêntrico e descontínuo de blocos de arenitos deformados e brechas de arenitos em seu centro.

substrato conforme a necessidade do usuário, uma vez que o programa oferece uns poucos valores de densidade pré-definidos. Os resultados obtidos a partir do algoritmo de Collins *et al.* (2005) para as variáveis acima estão sumarizados abaixo:

1. Intervalo estimado de tempo para a ocorrência de eventos de impacto capazes de formar crateras com 12 km de diâmetro na Terra: 160 mil anos.

2. Entrada na atmosfera e impacto:

- A destruição do projétil pelo atrito com a atmosfera inicia-se a partir de 16.800 m de altitude.
- Velocidade de impacto na superfície: 20 km/s.
- Energia liberada pelo impacto na superfície: 12.800 MTons (850.000 bombas iguais à de Hiroshima).

3. Dimensões da cratera:

- Diâmetro da cratera transiente: 7,5 km.
- Profundidade da cratera transiente: 2,5 km.
- Diâmetro final da cratera: 10 km.
- Profundidade final da cratera: 600 m.
- Volume de material fundido ou vaporizado: 0,3 km³.

4. Radiação termal:

- Intervalo para o máximo de radiação: 0,4 s.
- Os principais danos devido à radiação termal em um raio de 100 km seriam o incêndio generalizado de árvores, casas e carros; as pessoas expostas à radiação sofreriam queimaduras de terceiro grau.

5. Abalos Sísmicos:

- Magnitude de 7,5 na escala Richter na área de colisão.

- A 20 km do ponto de impacto os primeiros abalos seriam percebidos em 4 s depois do evento de impacto; os principais danos pela escala de Mercalli estariam entre IX e X (destruição total das construções, rodovias e represas; aberturas de fissuras no terreno e deslizamentos; pânico geral da população).
- A 50 km do ponto de impacto os primeiros abalos seriam notados em 10 s, com os principais danos entre IX e X na escala de Mercalli.
- A 100 km do ponto de impacto os primeiros abalos seriam percebidos em 20 s, com os principais danos entre VI e VII na escala de Mercalli (rachaduras em casas, movimentação de móveis e população assustada).

6. Deslocamento do ar

- A 20 km do ponto de impacto o pico de pressão atingido seria de 14,4 atm e velocidade do ar de 929 m/s (3.344,4 km/h); os principais danos seriam a destruição de todos os tipos de construções e árvores.
- A 50 km do ponto de impacto o pico de pressão atingido seria de 1,96 atm e velocidade do ar de 282 m/s (1.015,2 km/h); os principais danos seriam a destruição de construções de médio porte, pontes e árvores.
- A 100 km do ponto de impacto o pico de pressão atingido seria de 0,486 atm e velocidade do ar de 96,3 m/s (346,68 km/h); os principais danos seriam a destruição de construções de pequeno porte e árvores.

A estimativa da profundidade final da cratera em 600 m, partir algoritmo de Collins *et al.* (2005), permite inferir uma erosão de 400 m da estrutura de Vargeão. Uma vez que atualmente observa-se um desnível máximo entre as bordas e o assoalho de Vargeão de 200 m.

A comparação da magnitude da energia liberada pelo impacto de Vargeão com a explosão da bomba atômica de Hiroshima (aproximadamente, 15 KTons), mostra que seriam necessárias de 440.000 (Melosh & Beyer, 1999) a 850.000 (Collins *et al.*, 2005) bombas atômicas iguais a de Hiroshima para formar uma cratera com as dimensões de Vargeão.

A partir algoritmo de Collins *et al.* (2005) percebe-se que a estimativa de 2,5 km para a profundidade da cratera transiente está possivelmente sobreestimada. Os dados do poço 1-RCH-001-SC indicam uma profundidade máxima de 1.000 m para as formações Pirambóia/Botucatu, diretamente afetadas pelo metamorfismo de impacto. Além disso, os dados de continuação para cima dos dados magnéticos indicam uma profundidade máxima de 1000 m para a expressão do sinal magnético do Domo de Vargeão.

Melosh (1989) apresenta a relação de proporcionalidade para a estimativa da profundidade das unidades estratigráficas afetadas pela formação do núcleo soerguido (h_{su}) e o diâmetro final da cratera (D) como sendo $h_{su} = 0,06 * D^{1.1}$. Como $D = 12,4$ km, a estimativa de h_{su} é igual a 957 m, ou seja, é profundidade original de ocorrência das formações Pirambóia/Botucatu.

No entanto, percebe-se que em geral os resultados apresentados pelos diversos algoritmos utilizados tendem a sobreestimar as dimensões geométricas para crateras, cujos substratos alvos constituam terrenos vulcânicos. Assim, as disparidades obtidas na estimativa da energia liberada e na profundidade da cratera transiente indicam que possivelmente haja necessidade de melhores parâmetros geométricos ou condições de contorno nos algoritmos utilizados, visando uma melhor representatividade para simulações de impactos em terrenos vulcânicos.

6.4 Trabalhos futuros

As recomendações para trabalhos futuros de detalhamento do Domo de Vargeão incluem:

- Simulação numérica do processo de formação e deformação da cratera de impacto de Vargeão, considerando a composição vulcânica básica/ácida do substrato rochoso na qual a mesma se formou, com o objetivo de estabelecer com maior precisão parâmetros relacionados à energia liberada no processo e a dimensão da área afetada, bem como os possíveis danos causados à vida existente na época do impacto.

- Caracterização detalhada da deformação relacionada ao metamorfismo de impacto em minerais presentes em rochas basálticas.
- Caracterização da estrutura em sub-superfície por meio de levantamentos geofísicos terrestres de alta resolução (magnetométricos, gravimétricos, magneto-telúricos e sísmicos de reflexão).
- Estabelecimento da idade de formação da estrutura de impacto por métodos isotópicos e/ou por traço de fissão em apatita, zircão ou esfeno.

Quanto à datação isotópica do evento de formação da estrutura de Vargeão, um aspecto de fundamental importância é a fase vítrea parcialmente preservada com as estruturas de resfriamento brusco. Estes vidros foram identificados no decurso desta pesquisa em algumas amostras de brechas e possuem dimensões suficientes para serem datados pelo método de *laser* argônio. O sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é o principal método de datação absoluta utilizado em fases minerais associadas a crateras de impacto. Este método é indicado para os casos em que se dispõe apenas de pequenas quantidades de vidro, de difícil separação e concentração em relação à matriz em que estão inseridos, como ocorre nas amostras do Domo de Vargeão. A implementação do laser para análises pontuais *in situ* de lâminas delgadas de rochas (*spot fusion mapping*) permite a datação da fase vítrea no contexto textural conhecido (Hodges, 1991; Spray *et al.*, 1995; Kelley & Spray, 1997).

O método de traço de fissão pode também ser utilizado para datação de eventos de impacto. Vidros de impacto, bem como uma série de minerais como apatita, zircão e esfeno, quando afetados pelo metamorfismo de impacto, possuem registros de traço de fissão (Wagner & Haute, 1992). O traço de fissão tem sido utilizado para estudos geocronológicos de impacto desde a década de 1970, para estruturas com idades entre 0,004 e 300 Ma (Storzer & Wagner, 1977; Wagner & Haute, 1992; Storzer & Koeberl, 2004).

De forma complementar ao método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, o traço de fissão pode indicar a temperatura mínima alcançada no processo em que o sistema foi aberto. Em princípio, é possível distinguir três conjuntos de temperaturas por meio desse método: a primeira, na qual houve um aumento de temperatura que foi insuficiente para a abertura do sistema;

a segunda, em que o aumento da temperatura causou a abertura parcial do sistema; e a terceira, que foi suficientemente alta para a abertura total do sistema. Neste último caso, o método poderá fornecer a idade do evento, caso não haja outra sobreposição termal suficientemente alta para ocasionar uma nova abertura do sistema (Wagner & Haute, 1992).

Ambos os métodos de datação, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e traço de fissão, podem ser empregados para a datação do evento de formação do Domo de Vargeão, com a utilização, respectivamente, dos vidros de impacto e apatitas presentes nas brechas pseudotaquilíticas. A utilização combinada dos dois métodos poderá fornecer a idade da estrutura, em conjunto com estimativas dos regimes de temperaturas atingidos na deformação de impacto.

Apêndice A:

Platina Universal

Introdução

Neste anexo é apresentado de forma sucinta o procedimento adotado para a mensuração das feições de metamorfismo de impacto em grão de quartzo. Discutir-se-á o tipo de equipamento utilizado, o método para a mensuração da orientação do eixo-c e das feições planares e, por fim, a interpretação dessas medidas.

O equipamento pertence ao laboratório de microscopia do Instituto de Geociências, UNICAMP. Foi utilizada uma platina universal de 4 eixos acoplada a um microscópio petrográfico Carl Zeiss (Figura 2a e 2b). A platina possui dois hemisférios com índice de refração de 1,555, próximo ao do mineral quartzo ($n_w = 1,554$ e $n_e = 1,553$). Os quatro eixos da platina são definidos como: A1 (eixo vertical interno), A2 (eixo horizontal N-S), A3 (eixo vertical externo) e A4 (eixo horizontal E-W).

As medidas com as direções do eixo-c e PDFs foram interpretadas utilizando-se a projeção esterográfica de Wulff e projeção dos principais pólos dos planos cristalográficos do quartzo com 5°C de erro (Figura 3a e 3b e Tabela 1). Ao final deste texto apresentaremos alguns exemplos quanto a utilização desse método para os PDFs provenientes das estruturas de impacto de Ries, Carswell e Domo de Araguainha.

Orientação do eixo-c

De forma a facilitar os passos para a mensuração do eixo-c foi elaborado o fluxograma presente na figura 4a. Algumas observações pertinentes antes da realização das medidas:

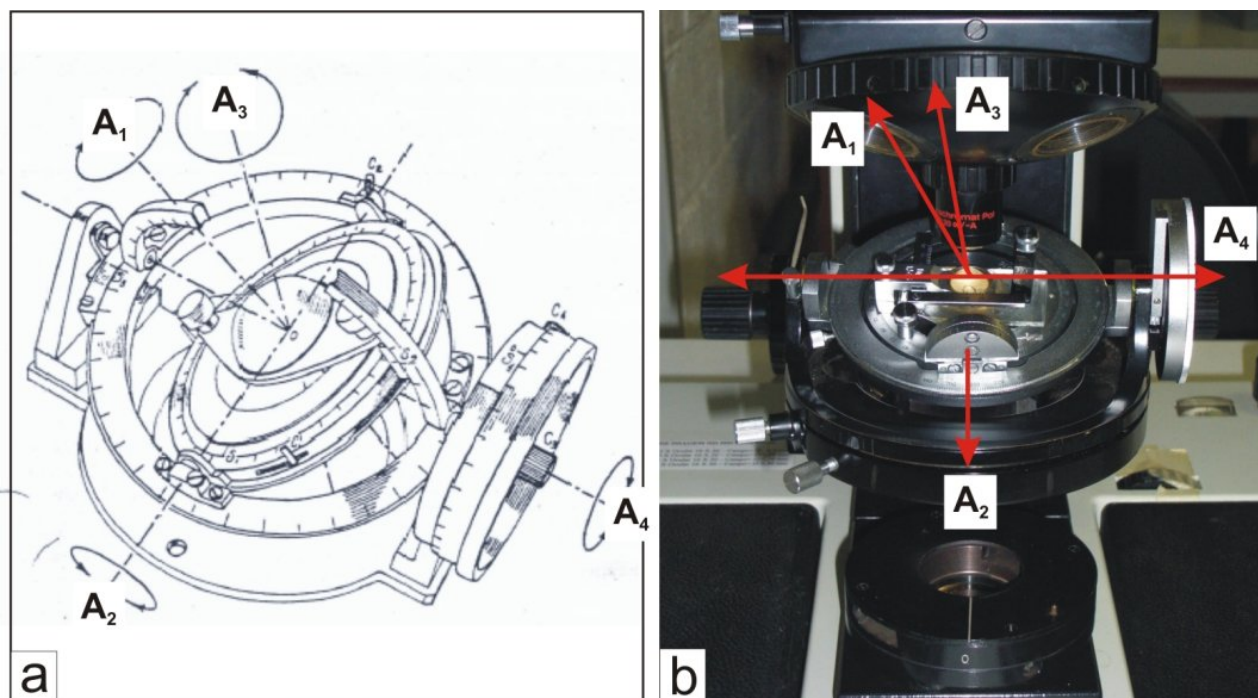


Figura 2: a) Principais eixos na platina universal. b) Platina universal acoplada a um microscópio petrográfico Carl Zeiss. Os quatro eixos da platina são definidos como: A1 (eixo vertical interno), A2 (eixo horizontal N-S), A3 (eixo vertical externo) e A4 (eixo horizontal E-W).

- A rotação de A1 ou A3 deve ser no sentido horário (*clockwise*) para o observador e a leitura azimutal;
- Todos os eixos devem estar zerados no início do processo;
- O lado de maior comprimento da lâmina deve estar orientada na direção E-W. Caso seja necessário pode-se usar uma das duas réguas presentes no conjunto da platina universal;
- Todos os passos devem ser repetidos cinco vezes para cada medida de eixo-c ou PDF ou PF a fim de se retirar uma média da medida obtida.

Determinação da direção de vibração

- Passo 1): Centralizar o grão de quartzo e rotacionar A1 até a sua completa extinção. Agora as direções de vibração (nw e ne) estão paralelas ao cruzamento do retículo do microscópio (Figura 4a);

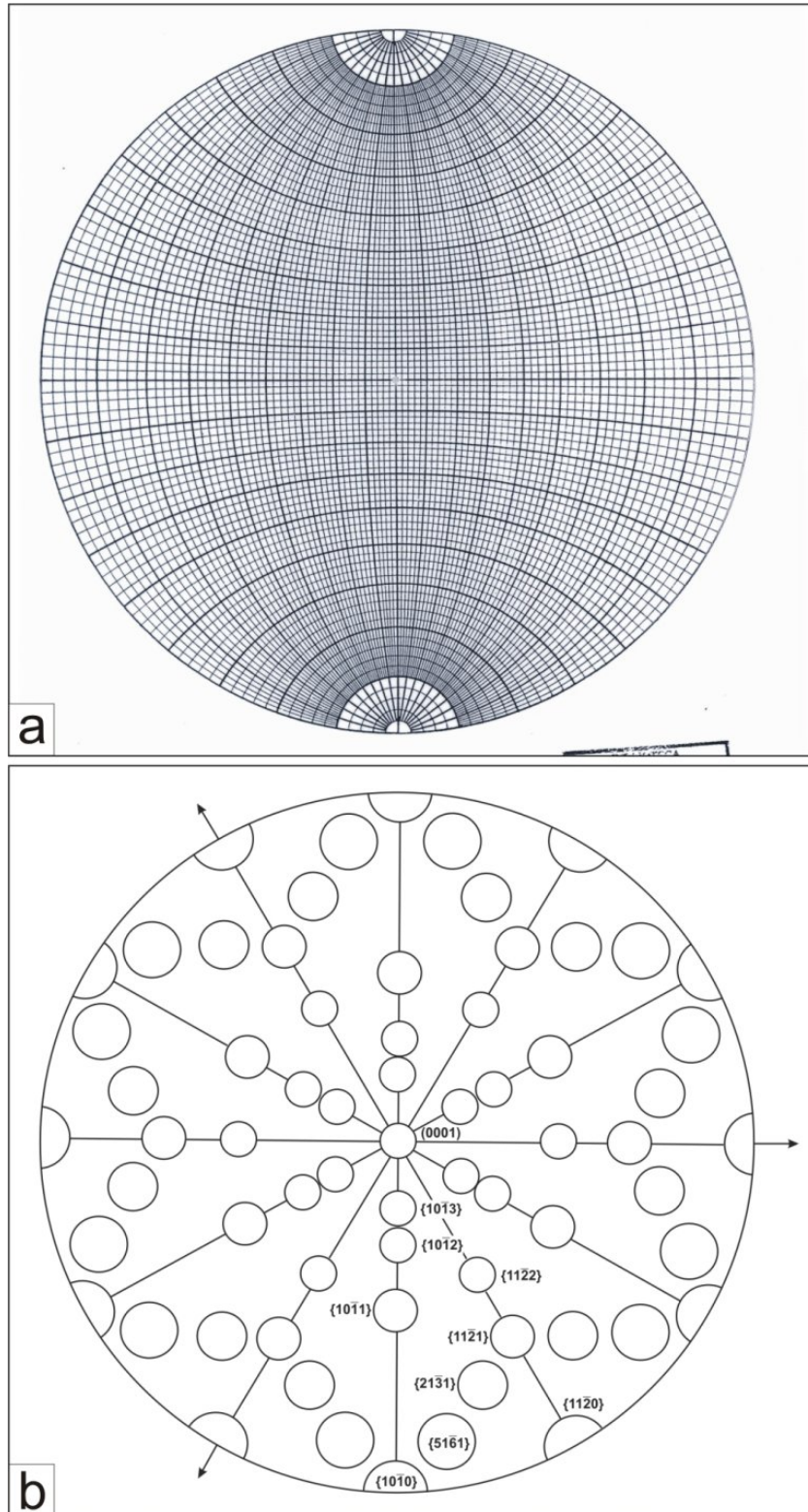


Figura 3: a) Rede de Wulff; b) Projeção estereográfica para os principais pólos dos planos cristalográficos do quartzo α , os círculos possuem 5°C de erro para a posição do pólo esperado.

Tabela 1: Orientações cristalográficas típicas de PDFs em quartzo submetido a condições de metamorfismo de impacto (Stoffler & Langenhorst, 1994; French, 1998).

Planos	Índices de Miller	Ângulo Polar
c	(0001)	0,00°
w, w'	$\{10\bar{1}3\}, \{01\bar{1}3\}$	22,95°
π, π'	$\{10\bar{1}2\}, \{01\bar{1}2\}$	32,42°
r, z	$\{10\bar{1}1\}, \{01\bar{1}1\}$	51,79°
m	$\{10\bar{1}0\}$	90,00°
ξ	$\{11\bar{2}2\}, \{2\bar{1}\bar{1}2\}$	47,73°
s	$\{11\bar{2}1\}, \{2\bar{1}\bar{1}1\}$	65,56°
a	$\{11\bar{2}0\}, \{2\bar{1}\bar{1}0\}$	90,00°
	$\{22\bar{4}1\}, \{4\bar{2}\bar{2}1\}$	77,20°
t	$\{40\bar{4}1\}, \{04\bar{4}1\}$	78,87°
k	$\{51\bar{6}0\}, \{6\bar{1}\bar{5}0\}$	90,00°
x	$\{51\bar{6}1\}, \{6\bar{5}\bar{5}1\}, \{6\bar{1}\bar{5}1\}, \{15\bar{6}1\}$	82,07°
-	$\{31\bar{4}1\}, \{4\bar{3}1\bar{1}1\}, \{4\bar{1}\bar{3}1\}, \{13\bar{4}1\}$	77,91°
-	$\{21\bar{3}1\}, \{3\bar{2}1\bar{1}1\}, \{3\bar{1}\bar{2}1\}, \{12\bar{3}1\}$	73,71°

- Passo 2): rotacionar A3 45° no sentido horário, deixando a direção de vibração NE-SW;
- Passo 3): Inserir a placa de gipso. Se o quartzo ficar azul (adição) teremos que NE-SW representa a direção de baixa vibração (*slow ray* - n_e). Caso contrário, se amarelo (subtração) NE-SW é a direção de baixa vibração (*fast ray* - n_w);
- Passo 4): Anotar o azimute de A1, n_e ou n_w e a cor de interferência. Para o caso de cor de interferência amarelo teremos que o eixo-c está contido em n_e (Tabela 2).

Determinação da direção

- Passo 5): Zerar somente A3, o eixo A1 permanece com a rotação dada no Passo 1);

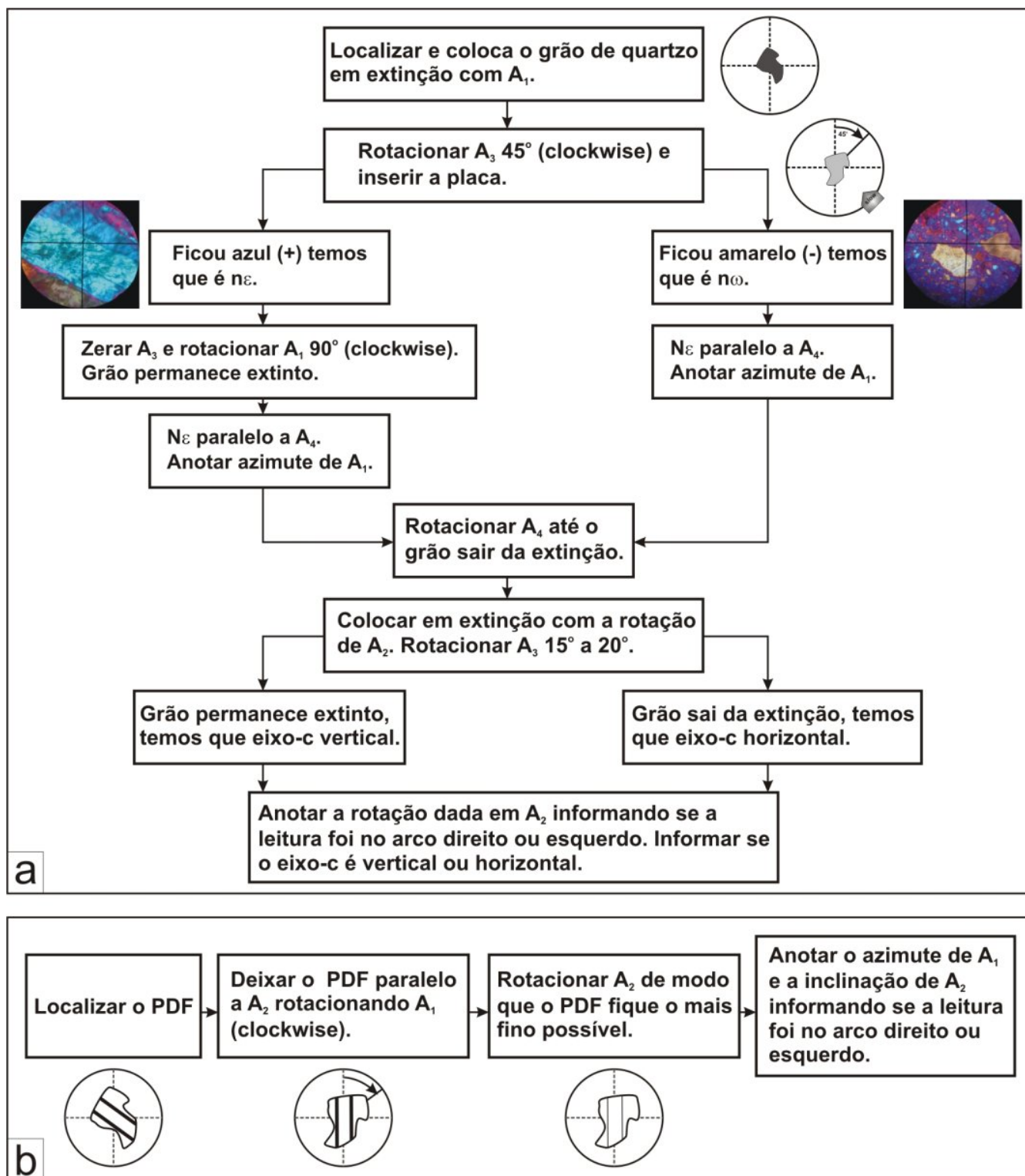


Figura 4: a) Fluxograma para eixo-c. Ver o texto para maiores detalhes. b) Fluxograma para a medida da direção e mergulho do PDF. Ver o texto para maiores detalhes.

- Passo 6): No caso em que a cor de interferência foi amarela (n_w) o n_e já está paralelo ao eixo A4 (E-W). O azimute de A1 permanece igual ao do passo 4;
- Passo 7): Somente para o caso em que a cor de interferência foi azul (n_e) é necessário o incremento de 90° (*clockwise*) de rotação em A1. Com este incremento de rotação teremos que ne estará paralelo a A4. Anotar este novo azimute de A1 e substituir por aquele originalmente anotado no passo 4. Notar que na rotação extra de 90° de A1 o grão de quartzo deve permanecer extinto. Caso o contrário é possível que o eixo-c esteja deformado, principalmente nos grãos com extinção ondulante.

Determinação da inclinação

- Passo 8): Rotacionar A4 (E-W) para norte ou sul até que o grão de quartzo saia completamente da extinção;
- Passo 9): Colocar o grão novamente em extinção com a rotação de A2 (N-S). Neste passo teremos duas alternativas para a inclinação do eixo-c: horizontal (paralelo a A4) ou vertical (paralelo a A2). Anotar a inclinação dada em A2, indicando se a leitura foi efetuada no arco direito ou esquerdo (Tabela 2);
- Passo 10): Rotacionar A3 15° a 20° (*clockwise*). Se o grão permanecer extinto o eixo-c é vertical, caso contrário se o grão sair da extinção o eixo-c é horizontal. Anotar se o eixo-c é vertical ou horizontal (Tabela 2).

Orientação de PDFs

De forma a facilitar os passos para a mensuração dessas feições planares foi elaborado o fluxograma presente na figura 4b. Os conjuntos de PDFs ou PFs mensurados neste procedimento estarão referenciados a uma determinada medida de eixo-c.

- Passo 11): Zerar todos os eixos. Centralizar nas feições planares que presentes no grão de quartzo em que o eixo-c foi anteriormente mensurado;
- Passo 12): Rotacionar A1 (*clockwise*) até que o PDF ou PF esteja paralelo a A2. Anotar o azimute dado em A1 (Tabela 2);

Tabela 2: Exemplos de medidas para eixo-c e PDF para lançamento na rede de Wulff. Siglas: Hz (horizontal), vert (vertical), y (amarelo), b (azul), R (direita), L (esquerda).

Tipo	Feição	Orientação	Azimute A_1	Inclinação A_2
OA1	eixo-c	Hz (y, $n\epsilon$)	25 °	30 ° R
PDF1	PDF	vert N-S	160 °	60 ° R
OA2	eixo-c	Hz (b, $n\omega$)	75 °	25 ° L
PDF2	PDF	vert N-S	60 °	50 ° L

- Passo 13): Rotacionar A_2 de modo a deixar o traço do PDF ou PF o mais fino possível. Anotar a inclinação dada em A_2 , indicando se a leitura foi efetuada no arco direito ou esquerdo (Tabela 2).

Lançamento das medidas de eixo-c na rede Wulff

- Passo I: Rotacionar o Norte do overlay no sentido horário (*clockwise*) de acordo com o azimuth observado em A_1 (Tabela 2);
- Passo II: Para o caso em que a inclinação do eixo-c foi medida no arco direito de A_2 , deve-se anotar o grau de inclinação a partir do lado oeste da rede de Wulff ao longo da linha do equador ou eixo E-W. Por exemplo, para o eixo-c OA1 (25°, 30°R) deve-se contar 30° a partir do lado oeste do overlay ao longo da linha do equador (Figura 5a);
- Passo III: Para o caso em que a inclinação do eixo-c foi medida no arco esquerdo de A_2 , deve-se anotar o grau de inclinação a partir do centro em direção a oeste da rede de Wulff ao longo da linha do equador ou eixo E-W. Por exemplo, para o eixo-c OA2 (75°, 25°L) deve-se contar 25° a partir do centro do overlay na direção oeste ao longo da linha do equador (Figura 5b).

Lançamento das medidas dos PDFs na rede Wulff

- Passo IV: Voltar o overlay para a posição normal;

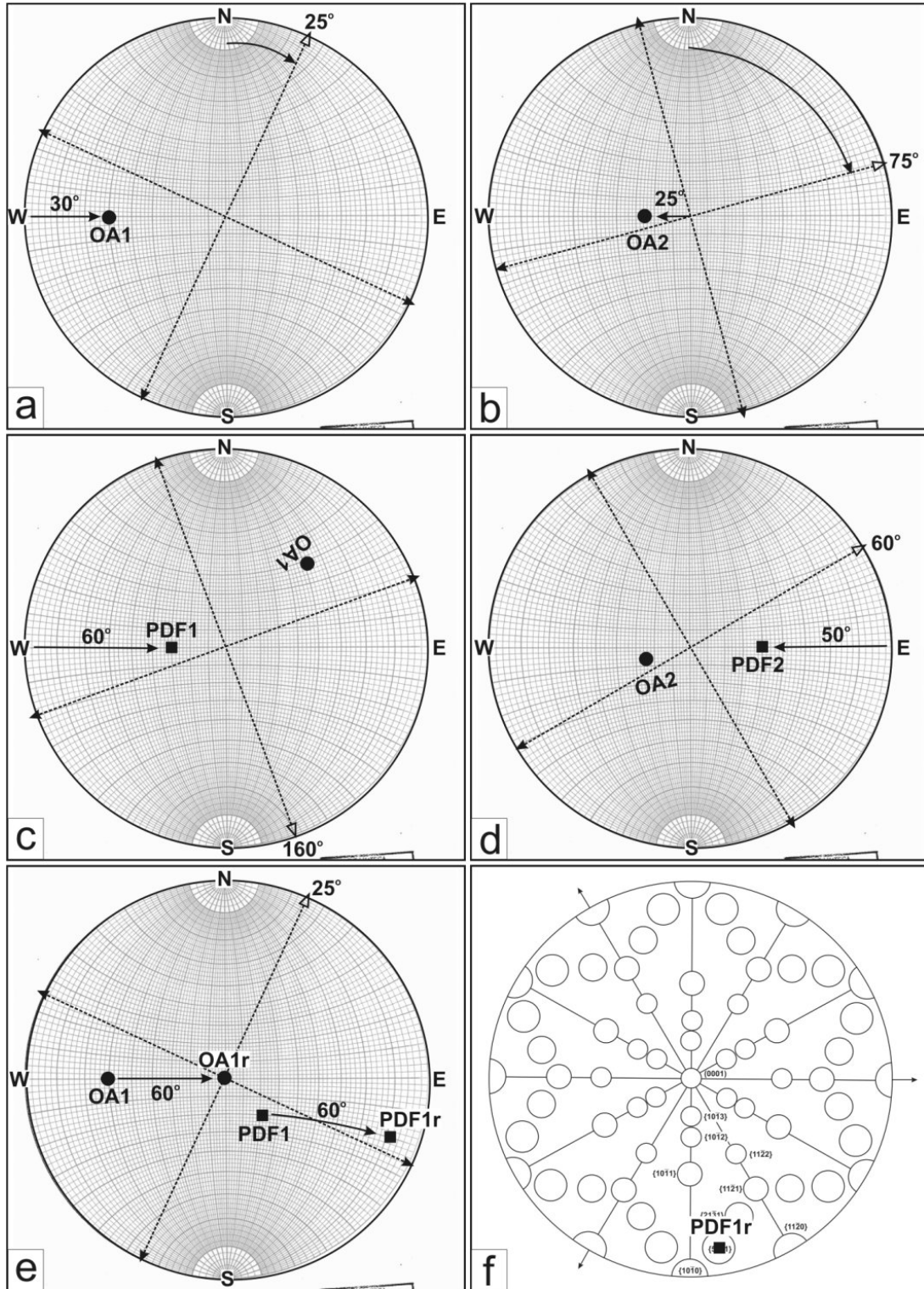


Figura 5: Procedimento para o lançamento das medidas de eixo-c e PDFs na rede de Wulff e a sua interpretação. a) Passo II. b) Passo III. c) Passo V e VI. d) Passo VII. e) Passo IX e X. f) Passo XI, XII e XIII.

- Passo V: Rotacionar o Norte do overlay no sentido horário (*clockwise*) de acordo com o azimute observado em A1. Por exemplo, para o PDF1 o azimute é de 160° . Assim, o PDF estará paralelo ao eixo N-S da estereonete (Figura 5c);
- Passo VI: Para o caso em que a inclinação do PDF foi medida no arco direito de A2, consideraremos a seguinte regra prática para a determinação de seu pólo. Deve-se anotar o grau de inclinação a partir do lado oeste da rede de Wulff, ao longo da linha do equador ou eixo E-W. Por exemplo, para PDF1 (160° , $60^\circ R$) deve-se contar 60° a partir do lado oeste do overlay, ao longo da linha do equador (Figura 5c);
- Passo VII: Já para o caso em que a inclinação do PDF foi medida no arco esquerdo de A2, deve-se anotar o grau de inclinação a partir do lado leste da rede de Wulff, ao longo da linha do equador ou eixo E-W. Por exemplo, para o PDF2 (60° , $50^\circ L$) deve-se contar 50° a partir do lado leste do overlay ao longo da linha do equador (Figura 5d).

Rotação dos pólos dos PDFs

- Passo VIII: Colocar o eixo-c ao longo do eixo E-W (Ex.: OA1);
- Passo IX: Deixar o eixo-c paralelo a (0001). Por exemplo, rotacionar OA1 60° de modo que o OA1r esteja no centro do overlay (Figura 5e);
- Passo X: Para todos os PDFs relativo àquele eixo-c, rotacionar a mesma quantidade de grau ao longo de um círculo menor. Por exemplo, o PDF1 foi rotacionado 60° definindo o ponto PDF1r (Figura 5e).

Índices de Miller

- Passo XI: Remover o overlay com os pontos rotacionados dos PDFs e sobrepor ao template de índices cristalográficos de quartzo (Figura 5f). Por exemplo: PDF1r;
- Passo XII: Rotacionar o overlay até que o PDF1r relativo ao eixo-c OA1 permaneça

em círculo do template (Figura 5f). No caso em que haja mais de uma direção de PDF para um dado eixo-c deve-se mover todo o conjunto de PDFr;

- Passo XIII: Rotular a direção do PDF1r (Figura 5f).

Mensuração de PDFs de Ries, Carswell e Domo de Araguainha

O procedimento acima explicitado foi utilizado para a mensuração de PDFs em seis grãos de quartzo, provenientes das crateras de impacto de Ries (Alemanha), Carswell (Canadá) e Domo de Araguainha (MT) - Figura 6, 7 e Tabela 3. As feições planares de metamorfismo de impacto nas amostras provenientes dessas três estruturas ocorrem como conjuntos de planos bem definidos com uma a duas direções por grão (Figura 7).

Em todos os grãos de quartzo não foram realizadas mensurações o suficiente para que houvesse uma representatividade estatística das principais direções cristalográficas dessas feições. No entanto, os conjuntos de planos encontrados foram comparados com aqueles obtidos por Stöffler & Langenhorst (1994), Dietz & French (1973), Engelhardt *et al.* (1992).

A estrutura de Ries localizada na latitude N48°53' e longitude E10°37' possui 24km de diâmetro e formou-se há $15 \pm 0,1$ Ma (Earth Impact Data Base, 2004). Suas bordas encontram-se razoavelmente preservadas da erosão e exibem um complexo padrão de falhas concêntricas ao longo de toda a sua extensão (French, 1998).

O interior da cratera é caracterizado por uma espessa cobertura lacustre de aproximadamente 350m de espessura. Abaixo desta cobertura sedimentar encontra-se o intervalo de 300 a 400m de *suevite*. O *suevite* é um tipo específico de brecha constituído por mistura de fragmentos líticos com material fundido que em geral possuem feições de metamorfismo de impacto de todos os estágios de formação da estrutura de impacto (NADM-SLTT, 2004).

Stöffler & Langenhorst (Stöffler & Langenhorst, 1994) encontraram em amostras de suevite proveniente de Ries os planos (0001), $\{10\bar{1}3\}$, $\{10\bar{1}2\}$, $\{11\bar{2}2\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$ e $\{51\bar{6}1\}$. Neste mesmo tipo de amostra foram encontradas as direções (0001), $\{10\bar{1}3\}$ e $\{11\bar{2}1\}$ (Figura 6a, 7a, 7b e 7c).

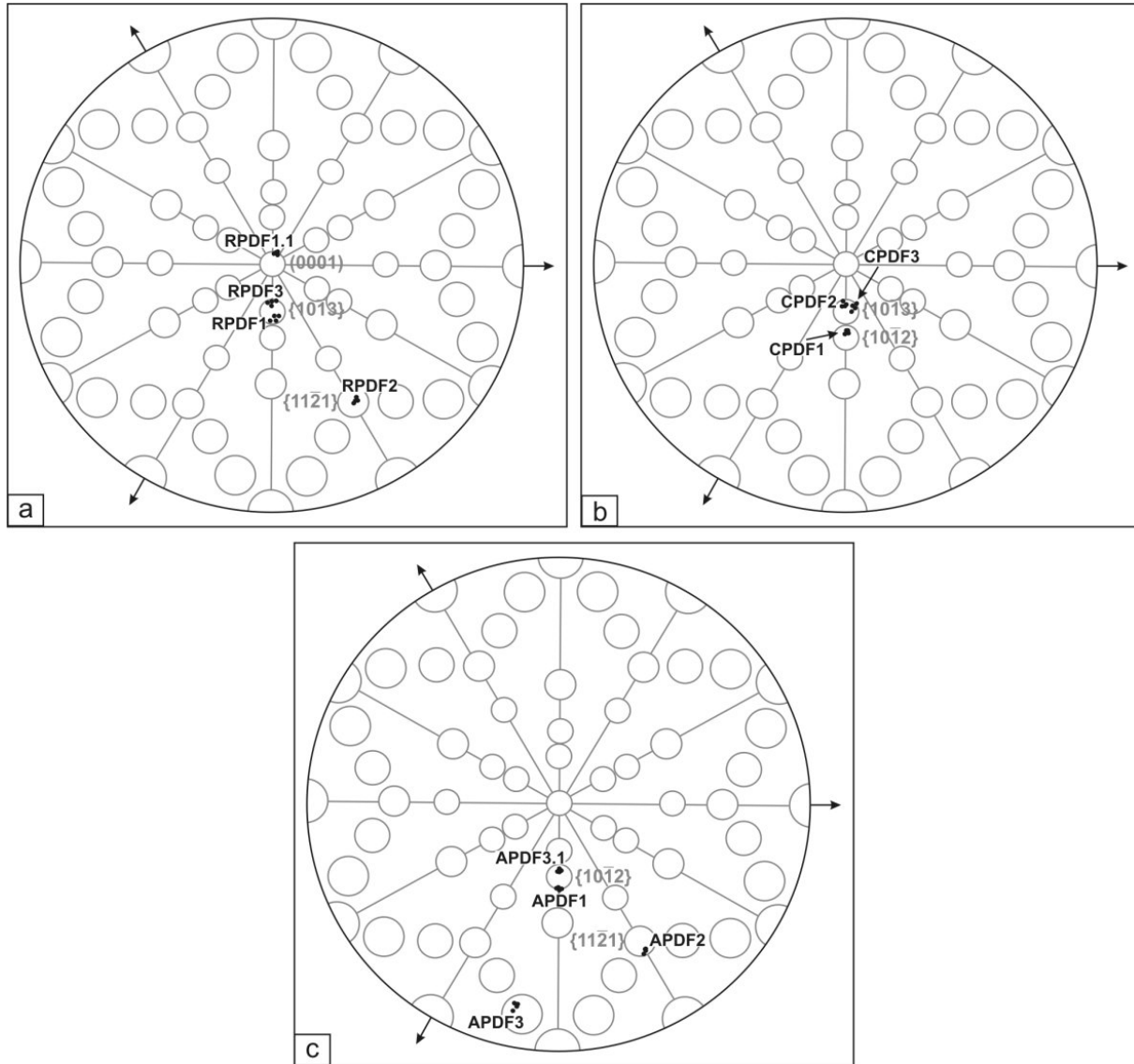


Figura 6: Orientações de PDFs para amostras das crateras de a) Ries (Alemanha), amostra suevite. b) Carswell (Canadá), amostra de brecha lítica. e c) Domo de Araguainha (MT), brecha de granito . Os pontos representam os pólos dos PDFs rotacionados. Os dados das direções de eixo-c e PDFs para estas estruturas estão na tabela 3.

Localizada na bacia proterozóica de Athabasca, a cratera de Carswell (N58°27' e E109°30') possui 39km de diâmetro e formou-se aproximadamente há 126 Ma (Duhamel *et al.*, 2005). Seu núcleo com 18km de diâmetro é constituído essencialmente por brechas líticas, cujos fragmentos provenientes do embasamento granito-gnaíssico possuem um amplo espectro de feições de metamorfismo de impacto. A porção entre o núcleo e suas bordas é preenchida por sedimentos que em superfície não estão deformados.

Testemunhos de sondagens nesta porção não encontraram estes sedimentos deformados, as brechas foram somente encontradas somente no embasamento cristalino (Duhamel *et al.*, 2005).

Duhamel *et al.* (2005) mencionam que as feições de metamorfismo de impacto em Carswell indicam um intervalo de pressão entre 2 e 45 GPa, muito embora esses autores não indiquem especificamente quais as direções de PDFs encontradas nas amostras de brechas líticas. Nesses mesmos tipos de amostras de brechas líticas foram encontradas as direções de PDFs $\{10\bar{1}3\}$, $\{10\bar{1}2\}$ (Figura 6b, 7d). Essas direções cristalográficas obtidas estão condizentes com um tipo de deformação forte a muito forte de 20 a 35 GPa. Estando assim dentro do intervalo de pressão encontrado por Duhamel *et al.* (2005).

O Domo de Araguinha (N58°27' e E109°30') foi a primeira cratera de impacto comprovada na América do Sul (Crósta, 1982a). É uma estrutura do tipo complexa com 40km de diâmetro, localizada no extremo norte da bacia do Paraná. Engelhardt *et al.* (1992) determinaram sua idade de formação em $245,8 \pm 5,5$ Ma (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

As unidades deformadas pelo processo de formação de Araguinha incluem o embasamento cristalino, exposto ao longo do núcleo soerguido da estrutura, e as rochas sedimentares da bacia do Paraná. O embasamento cristalino (granitos) deformado ocorre na forma de brechas monomíticas e polímiticas que possuem material fundido presente em sua matriz (Crósta *et al.*, 1981). Estas brechas possuem um amplo espectro de feições planares de deformação de impacto.

Dietz & French (1973), Crósta *et al.* (1981) e Engelhardt *et al.* (1992) encontraram na maioria das amostras de granito brechado do Domo de Araguinha os planos $\{10\bar{1}3\}$, $\{10\bar{1}2\}$ e $\{11\bar{2}1\}$. Para o mesmo tipo de amostra foram encontradas as direções $\{10\bar{1}2\}$ e $\{11\bar{2}1\}$ (Figura 6c, 7e, 7f).

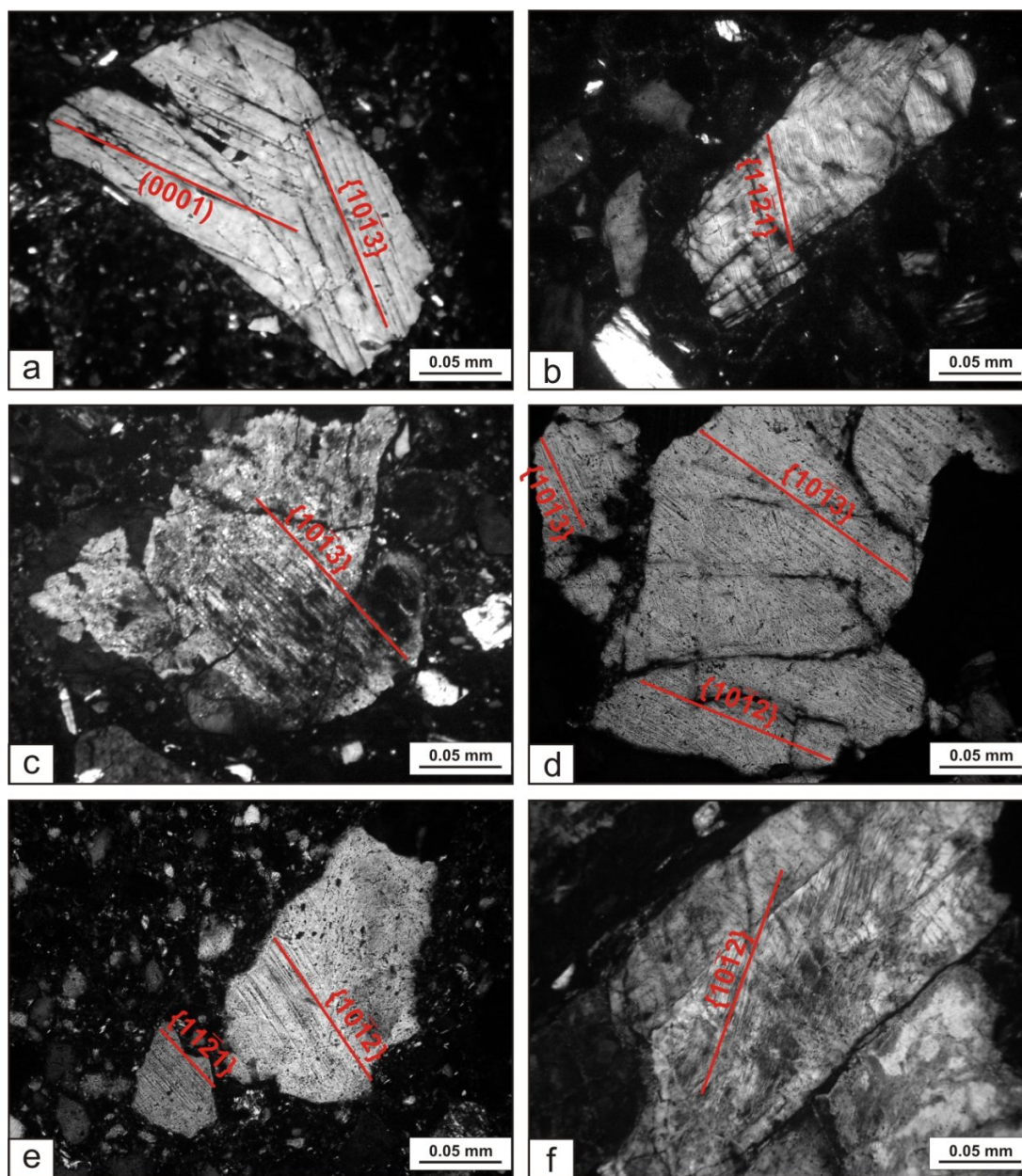


Figura 7: Grãos de quartzo com as direções dos PDFs referentes a figura 6 e a tabela 3. Os grãos a), b) e c) pertencem a Ries, d) a Carswell, e) e f) ao Domo de Araguainha. As lâminas aqui utilizadas pertencem a coleção do Dr. Alvaro Crósta.

Tabela 3: Mensuração das direções de PDFs para as crateras de Ries, Carswell e Domo de Araguainha. As medidas de eixo-c foram repetidas 3 vezes e as de PDF foram 4 vezes. O conjunto de medidas de eixo-c e PDF para a cratera de Ries iniciam-se com a letra R (Ex.: ROA1), para Carswell com o C (Ex.: CPDF1) e para o Domo de Araguainha com o A (Ex.: AOA1).

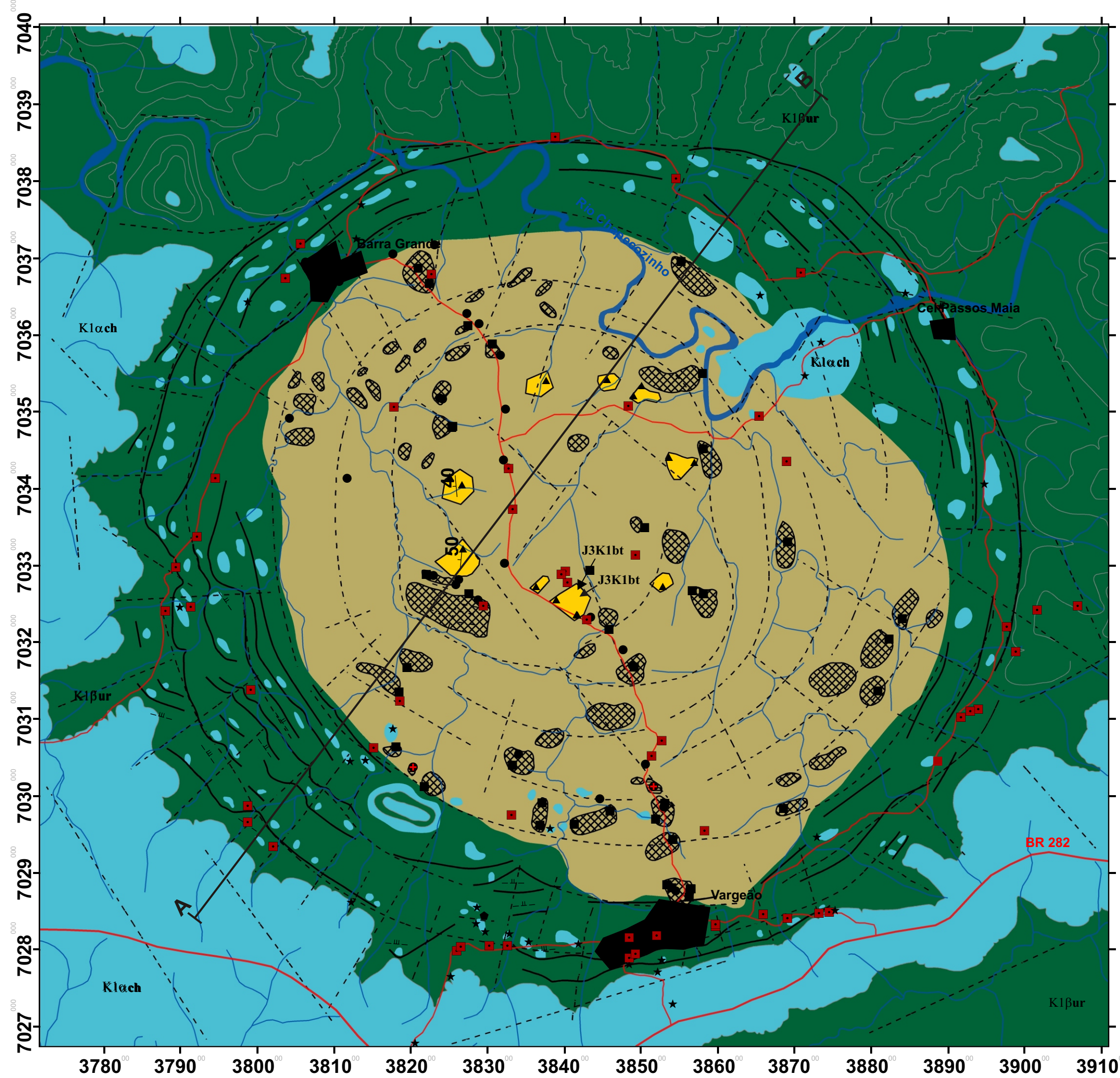
Tipo	Feição	Orientação	Azimute A_1	Inclinação A_2
ROA1	eixo-c	Hz ($y, n\omega$)	29°	35° R
ROA1	eixo-c	Hz ($y, n\omega$)	26,4°	35° R
ROA1	eixo-c	Hz ($y, n\omega$)	27,8°	35° R
RPDF1	PDF	vert N-S	10°	37,5° R
RPDF1	PDF	vert N-S	8°	20° R
RPDF1	PDF	vert N-S	8°	35° R
RPDF1	PDF	vert N-S	8°	31° R
RPDF1.1	PDF	vert N-S	45,5°	23° R
RPDF1.1	PDF	vert N-S	45,5°	26° R
RPDF1.1	PDF	vert N-S	45,5°	30° R
RPDF1.1	PDF	vert N-S	45,5°	28° R
ROA2	eixo-c	Hz ($b, n\epsilon$)	132°	15° L
ROA2	eixo-c	Hz ($b, n\epsilon$)	147,5°	23,5° L
ROA2	eixo-c	Hz ($b, n\epsilon$)	148°	22° L
RPDF2	PDF	vert N-S	22°	17° L
RPDF2	PDF	vert N-S	22°	15° L
RPDF2	PDF	vert N-S	22°	14,5° L
RPDF2	PDF	vert N-S	19,5°	15° L
ROA3	eixo-c	Hz ($y, n\omega$)	44°	6° R
ROA3	eixo-c	Hz ($y, n\omega$)	44,5°	10° R
ROA3	eixo-c	Hz ($y, n\omega$)	42°	10° R
RPDF3	PDF	vert N-S	46,5°	23,5° R
RPDF3	PDF	vert N-S	46,5°	25° R
RPDF3	PDF	vert N-S	45°	25° R
RPDF3	PDF	vert N-S	47°	26,5° R

Tipo	Feição	Orientação	Azimute A_1	Inclinação A_2
COA1	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	158,5 °	4 ° R
COA1	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	158,5 °	5 ° R
COA1	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	156 °	10 ° R
CPDF1	PDF	vert N-S	0 °	17,5 ° R
CPDF1	PDF	vert N-S	0 °	10 ° R
CPDF1	PDF	vert N-S	0 °	14 ° R
CPDF1	PDF	vert N-S	0 °	9,5 ° R
COA2	eixo-c	Hz (y, n ω)	77 °	19 ° R
COA2	eixo-c	Hz (y, n ω)	76 °	20 ° R
COA2	eixo-c	Hz (y, n ω)	76 °	18,5 ° R
CPDF2	PDF	vert N-S	55 °	9,5 ° R
CPDF2	PDF	vert N-S	60 °	11 ° R
CPDF2	PDF	vert N-S	60 °	11,5 ° R
CPDF2	PDF	vert N-S	58,5 °	10 ° R
COA3	eixo-c	Hz (y, n ω)	46 °	16 ° R
COA3	eixo-c	Hz (y, n ω)	47 °	13,5 ° R
COA3	eixo-c	Hz (y, n ω)	45 °	14 ° R
CPDF3	PDF	vert N-S	64,5 °	14 ° R
CPDF3	PDF	vert N-S	67,5 °	13,5 ° R
CPDF3	PDF	vert N-S	68 °	15 ° R
CPDF3	PDF	vert N-S	68,5 °	15 ° R
AOA1	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	114,5 °	13 ° R
AOA1	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	113 °	11 ° R
AOA1	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	112 °	14 ° R
APDF1	PDF	vert N-S	156,5 °	10 ° R
APDF1	PDF	vert N-S	157,5 °	12 ° R
APDF1	PDF	vert N-S	154 °	9 ° R
APDF1	PDF	vert N-S	155 °	7,5 ° R

Tipo	Feição	Orientação	Azimute A_1	Inclinação A_2
AOA2	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	131 °	5 ° R
AOA2	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	128 °	11 ° R
AOA2	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	128 °	10 ° R
APDF2	PDF	vert N-S	37 °	24 ° R
APDF2	PDF	vert N-S	40 °	22 ° R
APDF2	PDF	vert N-S	40 °	26 ° R
APDF2	PDF	vert N-S	41 °	21 ° R
AOA3	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	108 °	15 ° R
AOA3	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	107 °	19 ° R
AOA3	eixo-c	Hz (b, n ϵ)	107 °	16 ° R
APDF3	PDF	vert N-S	18 °	23,5 ° R
APDF3	PDF	vert N-S	18 °	24 ° R
APDF3	PDF	vert N-S	17 °	25 ° R
APDF3	PDF	vert N-S	15 °	26,5 ° R
APDF3.1	PDF	vert N-S	75,5 °	19 ° R
APDF3.1	PDF	vert N-S	72 °	14 ° R
APDF3.1	PDF	vert N-S	72 °	16,5 ° R
APDF3.1	PDF	vert N-S	70 °	17 ° R

Apêndice B:

Mapa Geológico (1:50000)



Unidades Geológicas

Brechas
Área de ocorrência das brechas pseudotaquiliticas
Bloco de brecha pseudotaquilitica do fácies A
Bloco de brecha pseudotaquilitica do fácies B

Unidade Ácidas Chapecó
Klαch Quartzo-latito pórfiro

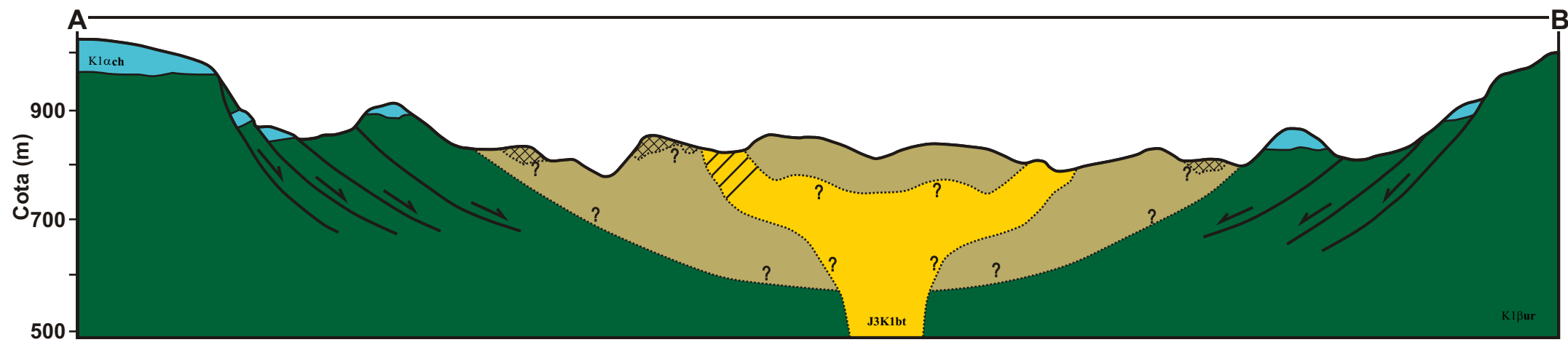
Unidade Basaltos Alto Uruguai
Klβur Basaltos tholeiíticos

Fm. Pirambóia/Botucatu
J3K1bt Blocos de arenitos deformados e brechados limitados por falhas

Contato entre derrames
Falha normal
Lineamento
Mergulho Inferido (70° - 80°)
Mergulho Inferido (40° - 50°)
Mergulho Medido

Rede de Drenagem
Rodovia BR-282
Estrada Vicinal
Cidade

Brecha pseudotaquilitica da fácies A
Brecha de fragmentação
Brecha pseudotaquilitica da fácies B
Contato basalto-arenito intertrape
Ácidas Chapecó
Basaltos Alto Uruguai
Fm Botucatu/Pirambóia



NM

NG

15,97°

2

0

2

Km

1:50000

Anexo B

Base Planimétrica: SG22-Y-B-IV-4 (Ponte Serrada)

Datum: Córrego Alegre

Projeção: UTM-22S

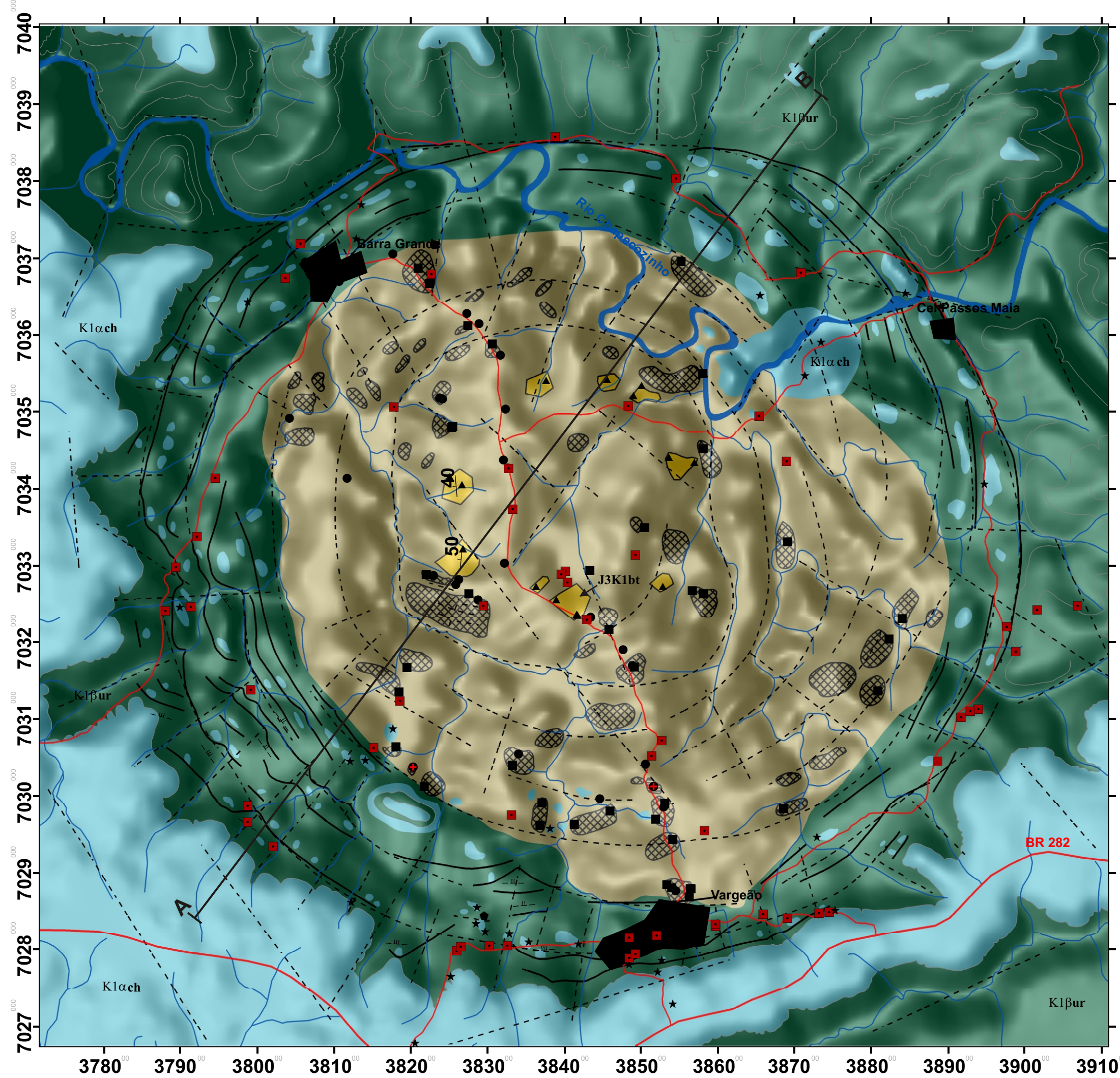
20/08/2008

Autor: César Kazzuo Vieira

Apêndice B:

Mapa Geológico (1:50000) integrado com dados

SRTM



Unidades Geológicas

Brechas

Área de ocorrência das brechas pseudotaquiliticas

Bloco de brecha pseudotaquilitica do fácies A

Bloco de brecha pseudotaquilitica do fácies B

Unidade Ácidas Chapecó

K1αch

Quartzo-latito pórfiro

Unidade Basaltos Alto Uruguai

K1βur

Basaltos tholeiíticos

Fm. Pirambóia/Botucatu

J3K1bt

Blocos de arenitos deformados e brechados limitados por falhas

— Contato entre derrames

— Falha normal

- - - Lineamento

-w- Mergulho Inferido (70° - 80°)

-ll- Mergulho Inferido (40° - 50°)

-|_| Mergulho Medido

— Rede de Drenagem

— Rodovia BR-282

— Estrada Vicinal

■ Cidade

■ Brecha pseudotaquilitica da fácies A

● Brecha de fragmentação

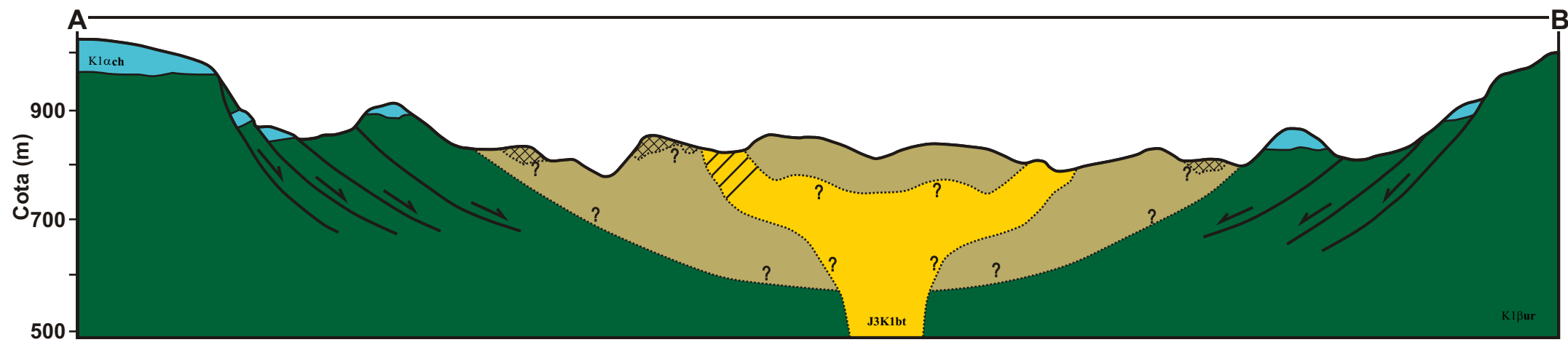
● Brecha pseudotaquilitica da fácies B

◆ Contato basalto-arenito intertrape

★ Ácidas Chapecó

■ Basaltos Alto Uruguai

▲ Fm Botucatu/Pirambóia



NM

NG

15,97°

2

0

2

Km

1:50000

Anexo C

Base Planimétrica: SG22-Y-B-IV-4 (Ponte Serrada), SRTM

Datum: Córrego Alegre

Projeção: UTM-22S

20/08/2008

Autor: César Kazzuo Vieira

Referências Bibliográficas

- Adepelumi, A. A., Fontesb, S. L., Schneggc, P. A., Flexor, J. M., 2005a. An Integrated Magnetotelluric and Aeromagnetic Investigation of the Serra da Cangalha Impact Crater, Brazil, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **150**: 159-181.
- Adepelumi, A. A., Flexor, J. M., Fontes, S. L. 2005b. An Appraisal of the Serra da Cangalha Impact Structure Using the Euler Deconvolution Method, *Meteoritics & Planetary Science*, **40**(8): 1149-1157.
- Almeida, F. F. M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, **DNPM**, Boletim, **241**: 1-36.
- Almeida, F. F. M. de 1972. Tectono-magmatic Activation of the South American Platform and Associated Mineralization. In: IUGS, Int. Geol. Congr., 24, *Proc.*, **Tectonics**, 339-346.
- Almeida, F. F. M. de 1980. *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil*. Relatório Técnico: Inst. Pesq. Tecnol. Estado de São Paulo (IPT), Consórcio CESP/IPT, Paulipetro, 187 p.
- Alvarez, W.; Alvarez, L. W.; Asaro, F.; Michel, H. V. 1980. Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction, *Science*, **208**: 1095-1108.
- Assine, M. L., Piranha, J. M., Carneiro, C. D. R. 2004. Os Paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. de (ed.) *Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida*, São Paulo, Ed. Beca, 647 p.
- Baratoux, D. & Melosh, H. J. 2003. The Formation of Shatter Cones by Shock Wave Interference During Impacting. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**: 43-54.

- Barbour, E. Jr & Corrêa, W. A. G. 1981. *Geologia da Estrutura de Vargeão, SC*. Relatório Técnico PAULIPETRO.
- Bellieni, G., Comin-Chiramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A. J. R., Piccirillo, E. M., Roisemberg, A. 1984. High- and Low-TiO₂ Flood Basalts from Paraná Plateau (Brazil): Petrology and Geochemical Aspects Bearing on their Mantle Origin. *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **150**:273-306.
- Blum, M.L.B. 1999. *Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 229 pp.
- Carswell, D. A., Tucker, R. D., O'Brien, P. J., Krogh, T. E. 2003. Coesite Micro-inclusions and the U/Pb Age of Zircons from the Hareidland Eclogite in the Western Gneiss Region of Norway. *Lithos*, **67**: 181-190.
- Carter, N. L. 1965. Basal Quartz Deformation Lamellae - A Criterion for Recognition of Impactites. *American Journal of Science*, **263**: 786-806.
- Chao, E. T. C., Shoemaker, E. M., Madsen, B. M. 1960. First Natural Occurrence of Coesite. *Science*, **132**: 220-222.
- Chao, E. T. C., Fahey, J. J., Litter, J., Milton, D. J. 1962. Stishovite, SiO₂, a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona. *J. Geophys. Res.*, **67**: 419-421.
- Chapman, C. R. 2004. The Hazard of Near-Earth Asteroid Impacts on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**: 1-15.
- Collins, G. S. & Turtle, E. P. 2003. Modeling Complex Crater Collapse. Workshop on Impact Cratering: Bridging the Gap Between Modeling and Observations. In: *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*, Proceedings. Disponível em: http://www.lpi.usra.edu/meetings/impact2003/pdf/80_37.pdf. Acesso em: 05 Out 2003.
- Collins, G. S., Melosh, H. J., Marcus, R. A. 2005. Earth Impact Effects Program: a Web-based Computer Program for Calculating the Regional Environmental

Consequences of a Meteoroid Impact on Earth. *Meteoritics & Planetary Science*, **40**(6): 817-848.

Correia, G. A., Menezes, J. R. C., Bueno, G. V., Marques, E. J. J. 2005. Identificação de uma Estrutura de Impacto no Cretáceo Superior da Bacia de Santos em Sísmica de Reflexão 3D. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **13**(1): 123-127.

Crósta, A. P., Gaspar, J. C., Candia, M. A. F. 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguinha. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**: 139-146.

Crósta, A. P. 1982a. *Mapeamento Geológico do Domo de Araguinha Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), 108 p.

Crósta, A. P. 1982b. Estruturas de Impacto no Brasil: uma Síntese do Conhecimento Atual. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., 32, Salvador, Anais, **4**: 1372-1377.

Crósta, A. P. 1987. Impact Structures in Brazil. In: Pohl, J. (ed.) *Research in Terrestrial Impact Structures*, Vieweg & Sons, pp.: 30-38.

Crósta, A. P. 1992. *Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Editora da Unicamp, Campinas, 154 pp.

Crósta, A. P. 2004. Impact Craters in Brazil: How We've Gotten, *Meteoritics & Planetary Science*, **39**: A-27 (Supplementing).

Crósta, A. P., Kazzuo-Vieira, C., Choudhuri, A., Schrank, A. 2005. Astroblema Domo de Vargeão, SC: Registro de Impacto Meteorítico sobre Rochas Vulcânicas da Bacia do Paraná. In: Winge, M., Schobbenhaus, C., Berbert-Born, M., Queiroz, E. T., Campos, D. A. (ed.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio114/sitio114.pdf>. Acesso em: 15 de Jan de 2006.

Crósta, A. P. & Lourenço, F. S. 2008. The Cerro do Jarau impact structure, southern Brazil. In: *International Geological Congress*, 33, Oslo, Norway, 1 CD-Room.

- Davies, P. 2000. *The Fifth Miracle: the Search for the Origin and Meaning of Life*. Touchstone, Nova York, 359 p.
- Dietz, R. S. 1960. Meteorite Impact Suggested by Shatter Cones in Rock. *Science*, **131**: 1781-1784.
- Dietz, R. S. & French, B. M. 1973. Probable Astroblemes in Brazil. *Nature*, **244**: 561.
- Donofrio, R. R. 1998. North American Impact Structures Hold Gigant Field Potencial. *Oil & Gas Journal*, **96**(19), 69-83.
- Dressler, B. O. & Reimold, W. U. 2004. Order or Chaos? Origin and mode of Emplacement of Breccias in Floors of Large Impact Structures. *Earth-Science Reviews*, **67**: 1-54.
- Duhamel, I., Genest, S., Robert, F., Tremblay, A. 2005. Carswell Impact Structure, Saskatchewan, Canada: Geological, Petrographical and Geophysical Results, and Implications for the Age of the Astrobleme. In: *68th Annual Meteoritical Society Meeting*, Proceedings. Disponível em: www.lpi.usra.edu/meetings/metsoc2005/pdf/5126.pdf. Acesso em: 17 de Ago de 2008.
- Easton, R. M. & Johns, G. W. 1986. The Application of Physical Volcanology and Facies Studies. In: Wood, J. & Wallace, H. (ed.) *Volcanology and Mineral Exploration*. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 129, pp.: 2-40
- Earth Impact Data Base 2004. **The Crater Inventory**. *Planetary and Space Science Centre - University of New Brunswick*. Disponível em: <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/essay.html>. Acesso em: 25 de Fev de 2008.
- Engelhardt, W. von, Matthäi, S. K., Walzebuck, J. 1992. Araguinha impact crater, Brazil. 1. The interior part of the uplift. *Meteoritics*, **27**: 442-457.
- Feldman, V. I., Sazonova, L. V., Mironor, Yu. V., Kapusthina, I. G. 1983. Circular structure Logancha as Possible Meteorite Crater in Basalts of the Tunguska Syncline. In: *Lunar and Planetary Science*, 14, Proceedings.

- Fredriksson, K., Dube, A., Milton, D. J. 1973. Lonar Lake, India: An Impact Crater in Basalt. *Science*, **180**(4088): 862-864.
- Freitas, M. A., Caye, B. R., Machado, J. L. F. (org.) 1981. *Projeto Oeste de Santa Catarina (PROESC): Diagnóstico dos Recursos Hídricos Subterrâneos do Oeste do Estado de Santa Catarina*. Relatório Técnico: Convênio CPRM/Governo do Estado de Santa Catarina, 100 p.
- French, B. M. 1998. *Traces of Catastrophe: a Handbook of Shock-metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Lunar and Planetary Institute, Houston, 130 p. Disponível em: <http://www.lpi.usra.edu/publications/books.shtml>
- French, B. M. 2004. The Importance of Being Cratered: The New role of Meteorite Impact as a Normal Geological Process. *Meteoritics & Planetary Science*, **39**(2): 169-197. Acesso em: 10 de Jan de 2004.
- Garvin, J. B., Schnetzler, C. C., Grieve, R. A. 1992. Characteristics of large terrestrial impact structures as revealed by remote sensing studies. *Tectonophysics*, **216**: 45-62.
- Gibson, H. M. & Spray, J. G. 1997. Diagnostic Criteria for the Recognition of Shatter Cones. In: *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*, Proceedings. Disponível em: <http://www.lpi.usra.edu/meetings/impacts97/pdf/6032.pdf>. Acesso em: 20 de Jul de 2005.
- Gibson, H. M. & Reimold, W. U. 2001. *The Vredefort Impact Structure, South Africa. The Scientific Evidence and a Two-day Excursion Guide*. Council for Geoscience, South Africa, 111 pp.
- Gostin, V. A., Keays, R. R., Wallace, M. W. 1989. Iridium Anomaly from the Acraman Impact Ejecta Horizon: Impact Can Produce Sedimentary Iridium Peaks. *Nature*, **340**: 542-544.
- Grieve, R. A. F. & Masaitis, V. L. 1994. The Economic Potential of Terrestrial Impact Craters. *International Geology Review*, **2**(36): 105-151.
- Grieve, R. A. F.; Langenhorst, F.; Stöffler, D. 1996. Shock metamorphism of quartz in nature

- and experiment: II. Significance in geoscience. *Meteoritics & Planetary Science*, **31**: 6-35.
- Hachiro, J., Coutinho, J. M. V., Frascá, M. H. B. de O., Menezes, C. M. 1993. O Astroblema de Vargeão (SC): Evidências Petrográficas de um Crateramento Criptoexplosivo por Petardo Extraterrestre. In: Simpósio Brasileiro de Geologia, 3, Rio de Janeiro, *Atas*, 276-283.
- Hachiro, J.; Coutinho, J. M. V.; Coimbra, A. M.; Fernandes, L. A. 1996. Fossil Tracks of a Falling Star in the Cretaceous of the Paraná Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**: 618–619.
- Hammerschmidt, K. & Engelhardt, W. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, **30**: 227-233.
- Harris, J. R., Viljoen, D. W., Rencz, A. N. 1999. Integration and Visualization of Geoscience Data. In: Rencz, A. N. (ed.) *Remote Sensing for the Earth Sciences - Manual of Remote Sensing*, 3 Ed., Vol. 3, John Wiley & Sons, 307-354 pp.
- Hawke, P. J. 2003. Some Ring-like Magnetic Anomalies in Impact Structures and Their Possible Causes. In: *Third International Conference on Large Meteorite Impacts*, Proceedings. Disponível em: http://www.lpi.usra.edu/meetings/largeimpacts2003/pdf/download/alpha_h-k.pdf. Acesso em: 03 de Ago de 2005.
- Hawke, P. J. 2004. *The Geophysical Signatures and Exploration Potential of Australia's Meteorite Impact Structures*. Tese de Doutorado, University of Western Australia, 314 p.
- Henkel, H. 1992. Geophysical Aspects of Meteorite Impact Craters in Eroded Shield Environment, with Special Emphasis on Electric Resistivity, *Tectonophysics*, **216**(2): 63-89.
- Hippert, J. & Lana, C. 1998. Aerial Crystallization of Hematite in Impact Bombs from the Araguinha Astrobleme, Mato Grosso, Central Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, **33**: 1303-1309.

- Hodges, K.V. 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology Using the Laser Microprobe. In: Mckibben, M. A., Shanks, W. S., Ridley, W. I. (ed.) *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Process*. Reviews in Economic Geology, Vol. 7, pp.: 53-72.
- Jacobsen, B. H. 1987. A Case for Upward Continuation as a Standard Filter for Potential-Field Maps. *Geophysics*, **52**(8): 1138-1148.
- Kazzuo-Vieira, C. 2003. *Mapeamento Geológico do Astroblema de Vargão*. Monografia de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 48 pp.
- Kazzuo-Vieira, C., Crósta, A. P., Choudhuri, A. 2004. Impact Features from Vargão Dome, Southern Brazil, *Meteoritics & Planetary Science*, **39**: A-52 (Supplementing).
- Kelley, S. P. & Spray, J. G. 1997. A Late Triassic Age for the Rochechouart Impact Structure, France. *Meteoritics & Planetary Science*, **32**: 629-636.
- Koeberl, C. 2001. Craters on the Moon from Galileo to Wegener: a Short History of the Impact Hypothesis, and Implications for the Study of Terrestrial Impact Craters, *Earth, Moon and Planets*, **85-86**: 209-224.
- Koeberl, C. 2004. Remote sensing studies of impact craters: how to be sure? *C. R. Geoscience*, **336**: 959-961.
- Lana, C., Romano, R., Reimold, W. U., Hippertt, J. 2006. Collapse of Complex Impact Craters: Implications from the Araguinha Impact Structure, Central Brazil. *Geology*, **34**:9-12.
- Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y. 2007. Insights Into the Morphology, Geometry and Post-impact Erosion of the Araguinha Impact Structure, Central Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, **119**:1135-1150.
- Lana, C., Souza Filho, C., Marangoni, Y. 2008. Structural Evolution of the Araguinha Impact Structure, Central Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, **43**:701-716.
- Maloof, A.C., Stewart, S.T., Weiss, B.P., Soule, S.A., Swanson-Hysell, N.L., Louzada, K.L., Garrick-Bethell, I., Poussart, P.M. 2008. Geology of Lonar

- Crater, India. *Geological Society of America Bulletin*, no prelo. Disponível em: <http://web.mit.edu/iang/www/pubs/>. Acesso em: 02 de Nov de 2008.
- Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., Souza, M. A., Civetta, L., Atalla, L., Innocenti, F. 1985. Trace Element and Strontium Isotope Constraints on the Origin and Evolution of the Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.*, **26**:187-209.
- Marques, L. S. & Ernesto, M. 2004. O Magnetismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. de (ed.) *Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida*, São Paulo, Ed. Beca, 647 p.
- Mazur, M. J. 1999. *The Seismic Characterization of Meteorite Impact Craters*. Dissertação de Mestrado, University of Calgary, 167 p.
- McHone, J. F. 1986. Terrestrial Impact Structures: Their Detection and Verification With Two New Examples From Brazil. Tese de Doutorado, Universidade de Illinois, Urbana-Champaign, 210 p.
- Melosh, H. J. 1989. *Impact Cratering - A Geologic Process*, Nova York, Oxford University Press, Oxford monographs on geology and geophysics no. 11, 245 p.
- Melosh, H. J. & Beyer, R. A. 1999. **Computing Projectile Size from Crater Diameter**. *University of Arizona*. Disponível em: http://www.lpl.arizona.edu/tekton/crater_p.html. Acesso em: 23 de Abr de 2008.
- Milani, E. J., França, A. B., Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **8**(1): 69-82.
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a Origem e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. de (ed.) *Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida*, São Paulo, Ed. Beca, pp.: 265-280.

- Mincato, R. L. 2000. *Metagenia dos Elementos do Grupo da Platina com Base na Estratigrafia e Geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 172 p.
- Minty, B. R. S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Expl. Geoph.*, **22**: 591-592.
- Mironov, Yu. V., Ladygin, V. M., Pchelintseva, N. F., Kuz'min, N. R., Ryakhovskiy, V. M. 1987. Low Pressure Impact Breccias from Basalts of Logancha Astroblem. In: *All-Union Meteorite Conference*, 20, Proceedings.
- NADM-SLTT - North American Geologic-map Data Model Science Language Technical Team. 2004. *Classification of metamorphic and other composite-genesis rocks, including hydrothermally altered, impact-metamorphic, mylonitic, and cataclastic rocks*. North American Geologic-map Data Model, 56 pp. Disponível em: http://nadm-geo.org/slitt/products/slitt_composite_genesis_12_18_04.pdf. Acesso em: 05 Fev 2005.
- Nardy, A. J. R., Oliveira, M. A. F. de, Betancourt, R. H. S., Verdugo, D. R. H., Machado, F. B. 2002. Geologia e Estratigrafia da Formação Serra Geral. *Geociências*, **21**:15-32.
- Osae, S., Misra, S., Koeberl, C., Sengupta, D., Ghosh, S. 2004. Target Rocks, Impact Glasses, and Melt Rocks from the Lonar Impact Crater, India: Petrography and Geochemistry. *Meteoritics & Planetary Science*, **40**(9/10):1473-1492.
- Paiva Filho, A., Andrade, C. A. V. de, Scheibe, L. F. 1978. Uma Janela Estratigráfica no Oeste de Santa Catarina: O Domo de Vargeão. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., 30, Recife, *Anais*, **1**: 408-412.
- Paiva Filho, A., Crósta, A.P., Amaral, G. 1982. Utilização de dados de sensoriamento remoto no estudo estratigráfico e estrutural da Formação Serra Geral (Sul do Brasil). In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2, *Anais*, **1**: 135-142.
- Paiva Filho, A. 2000. Estratigrafia e Tectônica do Nível de Riodacitos Pórfiros da Formação Serra Geral. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, São Paulo, *Tese de Doutorado*, 185 p.

- Pater, I. & Lissauer, J. J. 2001. *Planetary Sciences*. Cambridge University Press, New York, 528 p.
- Pilkington, M. & Grieve, R. A. F. 1992. The Geophysical Signature of Terrestrial Impact Craters, *Reviews of Geophysics*, **30**(2): 161-181.
- Poulos, C. M. 2007. *Shock Features of the Vargeão Impact Structure, Santa Catarina, Brazil*. Dissertação de Mestrado, State University of New York, 94 p.
- Reimold, W. U. 1995. Pseudotachylite in Impact Structures - Generation by Friction Melting and Shock Brecciation?: A Review and Discussion. *Earth Science Reviews*, **39**: 247-265.
- Reimold, W. U. 1998. Exogenic and Endogenic Breccias: a Discussion of Major Problematics. *Earth Science Reviews*, **43**: 25-47.
- Sagy, A., Reches, Ze'ev, Fineberg, J. 2002. Dynamic Fracture by Large Extraterrestrial Impacts as the Origin of Shatter Cones. *Nature*, **418**: 310-313.
- Shand, S. J. 1916. The Pseudotachylite of Parijs (Orange Free State), and its Relation to "Trap-shotten Gneiss" and "Flint Crush-rock". *Q. J. Geol. Soc. London*, **72**: 198-221.
- Sengupta, D., Bhandari, N., Watanabe, S. 1997. Formation age of Lonar Meteor crater, *Rev. Fis. Apl. Instrum.*, **12**: 1-7.
- Sharpton, V. L., Burke, K., Camargo-Zanoguera, A., Hall, S. A., Lee, D. S., Marín, L. E., Suárez-Reynoso, G., Quezada-Muñeton, J. M., Spudis, P. D., Urrutia-Fucugauchi, J. 1993. Chicxulub Multiring Impact Basin: Size and Other Characteristics Derived from Gravity Analysis, *Science*, **261**: 1564-1567.
- Spray, J. G., Kelly, S. P., Reimold, U. 1995. Laser Probe Argon-40/Argon-39 Dating of Coesite- and Stishovite-bearing pseudotachylites and the Age of the Vredefort Impact Event. *Meteoritics*, **30**: 335-343.
- Spray, J. G. 1995. Pseudotachylite Controversy: Fact or Friction?. *Geology*, **23**: 1119-1122.

- Stewart, K., Turner, S., Kelly, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., Mantovani, M. 1996. 3-D, ^{40}Ar - ^{39}Ar Geochronology in the Paraná Continental Flood Basalt Province, *Earth and Planetary Science Letters*, **143**: 95-109.
- Stöffler, D. & Langenhorst, F. 1994. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. *Meteoritics*, **29**: 155-181.
- Stöffler, D., & Grieve, R.A.F. 2001. Towards a unified nomenclature of metamorphism: IUGS classification and nomenclature of impact metamorphic rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. 31174 pp. Disponível em: <http://www.bgs.ac.uk/SCMR>. Acesso em: 10 Mar 2005.
- Storzer, D. & Wagner, G. 1977. Fission Track Dating of Meteorite Impacts. *Meteoritics*, **12**: 368S (Supplementing).
- Storzer, D. & Koeberl, C. 2004. Age of Lonar Lake Impact Crater, India: First Results from Fission Track Dating. In: *Lunar and Planetary Science*, 35, Proceedings.
- Yilmaz, O. 2001. Fundamentals of Signal Processing. In: Neitzel, E. B. & Doherty, S. M. (ed.) *Seismic Data Processing*. Investigations in Geophysics, Vol 1, 2 Ed., Society of Exploration Geophysicists, 25-127 p.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, 441-473.
- Zalán, P. V., Conceição, J. C. J., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T., Neto, E. V. S., Cerqueira, J. R. M., Zanotto, O. A., Paumer, M. L., Marques, A. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Relatório Interno (GT-0S-009/85), DEPEX-CENPES, 197 p.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. de J., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T., Zanotto, O. A. 1991. Bacia do Paraná. In: Gabaglia, G. P. R. & Milani, E. J. (ed.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, 2 Ed., Rio de Janeiro, Petróleo Brasileiro S.A., Ed. Gávea, pp: 135-168.

Wagner, G. & Haute, P. Van den 1992. *Fission-Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 285 pp.